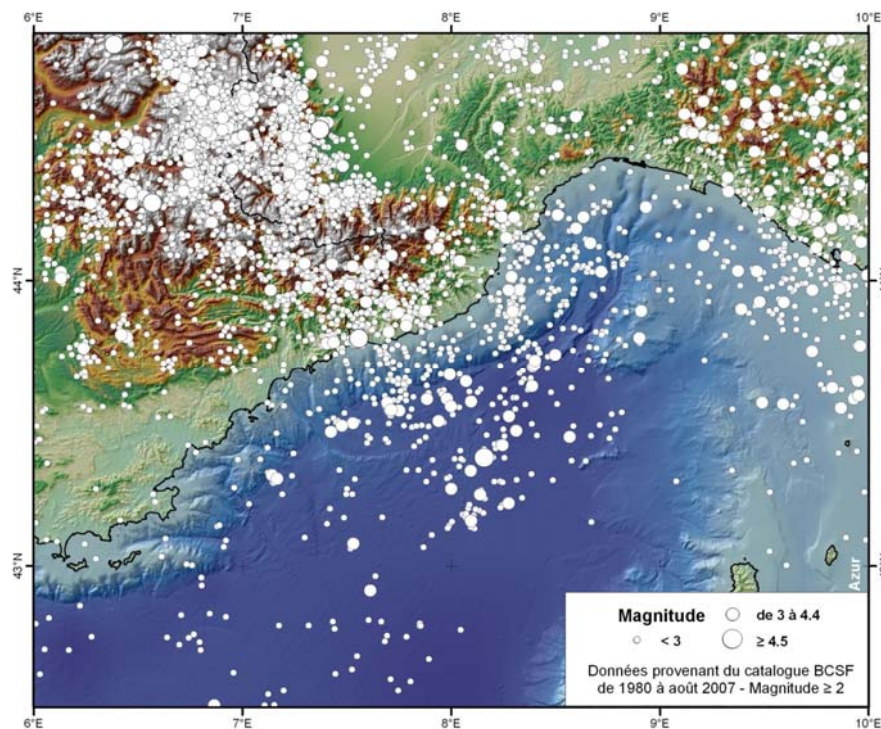


Aléa sismique dans une région intraplaque à sismicité modérée : la jonction Alpes - Bassin Ligure.

Christophe LARROQUE



Soutenue le 22 mai 2009 à Sophia Antipolis, devant le jury composé de :

| | | |
|-----------------------|--|------------|
| Jacques Angelier | Professeur, Université P. et M. Curie - Paris VI | Rapporteur |
| Hervé Philip | Professeur, Université de Montpellier II | Rapporteur |
| François Roure | Ingénieur, Institut Français du Pétrole | Examineur |
| Jean-François Stéphan | Professeur, Université de Nice-Sophia Antipolis | Président |
| François Thouvenot | Physicien des Observatoires, UJF - Grenoble | Rapporteur |
| Jean Virieux | Professeur, Université J. Fourier - Grenoble | Examineur |

Je dédie ce mémoire à celle de ma mère, Mireille, pour tout ce qu'elle m'a apporté
et à celle de son cousin, Pierre Potier, qui un jour de 1979 m'a montré que
ça valait la peine de travailler.

Je n'oublie pas Sylvie et Guillaume pour leur immense patience et tout le reste aussi !

Aléa sismique dans une région intraplaque à sismicité modérée : la jonction Alpes – Bassin Ligure.

Plan

| | |
|--------------------|----|
| Préambule | IV |
| Introduction | V |

Première partie

Problématique : Evaluation de l'aléa sismique dans les domaines intraplaques

| | |
|--|----|
| I. LE RISQUE SISMIQUE : ALEA ET VULNERABILITE | 2 |
| II. L'EVALUATION DE L'ALEA SISMIQUE | 4 |
| A- Etape 1 : La caractérisation des failles actives | 4 |
| B- Etape 2 : La modélisation du mouvement sismique régional (aléa sismique régional) | 5 |
| C- Etape 3 : La prise en compte des effets de site (aléa sismique local) | 8 |
| III. LES DEFORMATIONS ACTIVES EN DOMAINE INTRAPLAQUE | 9 |
| A- La sismicité en domaine intraplaque | 10 |
| B- Une sismicité le plus souvent modérée mais certains événements peuvent être forts | 11 |
| C- L'origine du chargement en contrainte dans les domaines intraplaques | 15 |
| 1. Les forces aux limites de plaques | 16 |
| 2. Les forces de volume | 17 |
| 3. Les variations de pression de fluides | 18 |
| 4. La réponse isostatique au chargement-déchargement de la lithosphère | 19 |
| 5. L'héritage structural | 20 |
| 6. Les « conversations entre séismes » | 20 |
| D- Quelques points de discussion sur la sismicité intraplaque | 22 |

Deuxième partie

Caractérisation des sources de l'aléa sismique à la jonction Alpes – Bassin Ligure

| | |
|---|----|
| I. LE CONTEXTE INTRA PLAQUE EURASIE | 31 |
| A- L'Europe occidentale : une zone complexe à sismicité modérée et faible taux de déformation | 31 |
| 1. L'Europe occidentale se déforme | 31 |
| 2. Le contexte cinématique | 32 |
| 3. Le champ de contrainte en Europe occidentale | 33 |
| B- La déformation sur le territoire français métropolitain | 34 |
| 1. Sismicité, contrainte et cinématique | 34 |
| 2. Des failles actives reconnues | 36 |
| II. LA ZONE ALPES-BASSIN LIGURE DANS LE CONTEXTE INTRAPLAQUE EURASIE | 40 |
| A- Structure et évolution géologique | 40 |
| B- La sismicité..... | 42 |
| 1. La sismicité historique | 43 |
| 2. La sismicité actuelle | 44 |
| 3. Les déformations associées aux séismes | 46 |

| | |
|--|----|
| C- Le champ de contrainte récent et actuel | 47 |
| D- Les déplacements mesurés par la géodésie | 49 |
| E- La jonction Alpes – Bassin Ligure est-elle un domaine intraplaque ? | 51 |
| F- Peut-il exister des escarpements produits par des failles actives dans la région ? | 52 |
| G- Les failles de la jonction Alpes – Bassin Ligure fonctionnent-elles par glissement sismique ? | 53 |
| III. LES GRANDES ZONES DE DEFORMATION POTENTIELLEMENT ACTIVES A LA JONCTION ALPES – BASSIN LIGURE | 56 |
| A- L'expérience SALAM et la faille active de Blausasc | 56 |
| 1. Le séisme de Peille et la faille de Peille-Laghet | 56 |
| 2. La découverte de la faille active de Blausasc | 57 |
| B- La basse vallée du Var | 60 |
| 1. L'expérience PASIS | 61 |
| 2. La faille de Saint Sauveur Donareo | 61 |
| 3. L'imagerie profonde de la faille : géophysique de subsurface | 63 |
| C- La faille Argentera- Bersezio | 64 |
| 1. Sismicité historique et indices néotectoniques | 65 |
| 2. Le tracé d'ensemble de la faille Argentera-Bersezio | 66 |
| 3. Analyse morphotectonique : topographie du Massif de l'Argentera | 67 |
| 4. Analyse morphotectonique : le réseau hydrographique autour de la faille Argentera-Bersezio | 69 |
| D- La marge nord ligure..... | 71 |
| 1. La faille Marcel | 73 |
| 2. Le promontoire d'Imperia | 75 |
| 3. La séquence sismique du 23 février 1887 | 77 |
| E- Conclusion sur la déformation active de la jonction Alpes – Bassin Ligure | 81 |
| IV. ZONAGE SISMOTECTONIQUE | 85 |
| V. CONCLUSIONS | 91 |

Troisième partie

Résumé des Autres Travaux

| | |
|--|-----|
| I. LES EFFETS DE SITES REGIONAUX EN SISMOLOGIE : APPLICATION DE LA TECHNIQUE DES RESEAUX DENSES DE CAPTEURS AUX VALLEES DE L'ARRIERE-PAYS NICOIS | 93 |
| A- Des expériences sur l'effet de site dans les Alpes Maritimes | 94 |
| B- L'expérience de Caille : un réseau de 21 capteurs | 95 |
| C- L'expérience d'Annot : un réseau multi-échelle | 97 |
| II. DEFORMATION RECENTE ET ACTIVE EN SIBERIE-MONGOLIE : LE PASSAGE DE LA COMPRESSION DANS LES CHAINES DE L'ALTAY A L'EXTENSION DANS LE LAC BAIKAL | 99 |
| A- La jonction entre la transpression en Mongolie et l'extension dans le Baïkal..... | 101 |
| 1. Le Bassin de Tunka | 101 |
| 2. La zone de Mondy, le séisme du 4 avril 1950 et le partitionnement de la déformation | 103 |
| 3. Les limites de la faille de Mondy | 104 |
| B- Les déformations transpressives actuelles et récentes en Mongolie..... | 106 |
| 1. Le soulèvement du Massif d'Ih Bogd et la réponse du réseau hydrographique | 106 |
| 2. La vitesse de glissement sur la faille de Bogd | 108 |
| 3. Le couplage des grands séismes de Mongolie au XX ^{ième} siècle | 109 |
| C- L'évolution de la déformation dans le temps et dans l'espace de l'Altay à la Sibérie depuis 40 Ma | 109 |

Quatrième partie

Enseignement

| | |
|---|-----|
| I. MON TRAVAIL ET QUELQUES POINTS DE VUE SUR L'ENSEIGNEMENT A L'UNIVERSITE | 113 |
| A- Licence et master 1 | 114 |
| 1. La semestrialisation | 114 |
| 2. L'organisation L-M-D | 115 |
| 3. L'évaluation | 115 |
| 4. Des applications dans l'enseignement secondaire ? | 116 |
| 5. L'évolution de l'enseignement pratique en sciences de la Terre | 116 |
| B- La formation des professeurs en sciences de la Vie – sciences de la Terre et de l'Univers | 117 |
| 1. La formation initiale et la préparation aux concours de recrutement | 117 |
| 2. La formation continue | 119 |
| II. LA REFORME DE LA FORMATION DES PROFESSEURS DE LYCEE ET DE COLLEGE | 119 |
| A- Le nouveau projet du Ministère de l'Education Nationale est-il une révolution de la formation des professeurs de lycée et de collège ? | 119 |
| B- La formation des Professeurs : qu'en pensent les intéressés ? | 121 |
| C- Le nouveau projet : amélioration ou dégradation de la formation de Professeurs ?..... | 122 |
| III. LE LIVRE "PHYSIQUE DE LA TERRE SOLIDE : OBSERVATION ET THEORIES" | 124 |
| IV. LE PROGRAMME « SISMO A L'ECOLE » | 125 |
| A- Le principe du programme « sismo à l'école » | 125 |
| B- Les stations « sismo à l'école » dans l'Académie de Reims – Champagne Ardenne | 127 |

Cinquième partie

Curriculum vitae et liste des travaux

| | |
|---|-----|
| I. Etat civil et fonction | 130 |
| II. Formation | 130 |
| II. Expérience professionnelle | 130 |
| IV. Responsabilités et administration de l'enseignement | 130 |
| V. Administration et animation de la recherche | 131 |
| VI. Publications | 133 |
| VII. Missions de terrain | 138 |
| VIII. Expertises | 138 |
| IX. Conférences, organisation d'exposition | 139 |

| | |
|-----------------------------------|-----|
| <u>Bibliographie</u> | 141 |
|-----------------------------------|-----|

| | |
|-----------------------------|-----|
| <u>Annexes</u> | 157 |
|-----------------------------|-----|

Préambule

Ce mémoire est une synthèse de l'essentiel des travaux que j'ai effectué au sein de l'équipe Déformation, Rupture et Ondes (maintenant SISMO) du laboratoire Géosciences Azur et/ou en collaboration avec des collègues d'autres laboratoires français et étrangers depuis 1995.

J'ai été recruté comme Maître de Conférences en 1997 à l'Université de Reims – Champagne Ardenne pour un travail essentiellement lié à l'enseignement et à la formation des Professeurs de sciences de la Vie et de la Terre. Compte tenu de mon profil de recherche, à la frontière entre la géologie et la sismologie, je suis resté chercheur associé à Géosciences Azur tout en étant enseignant à l'Université de Reims. J'ai souvent été questionné sur cette double position, qui n'est bien sur pas facile à assumer matériellement, mais chaque fois j'ai pu montrer l'intérêt de la complémentarité qu'il me semble apporter, à la fois en enseignement et en recherche. Cette complémentarité fut souvent jugée positivement. Depuis 2008, les règles de fonctionnement des Universités changent et les premiers pas de l'autonomie paraissent plutôt nous conduire vers une administration des établissements de type « équipe de football », avec la concurrence érigée comme une valeur majeure plutôt que vers un partage des savoirs faire et une mise en commun des moyens. L'avenir dira si une position telle que celle que j'occupe peut être maintenue.

La soutenance de l'Habilitation à Diriger des Recherches à Sophia Antipolis se justifie par le fait que les résultats présentés dans ce mémoire ont été obtenus dans le cadre de projets dont les financements sont directement liés aux activités de l'UMR Géosciences Azur.

L'écriture d'un mémoire d'HDR est une chose étonnante. Un collègue avisé notait récemment dans son introduction que « ...l'HDR n'est pas seulement un obstacle administratif ... ». Sans doute ses origines britanniques ne lui permettent pas d'apprécier l'ingéniosité que nos responsables développent contre le risque de notre ennui quotidien... Cependant, j'ai bien compris que s'il est une utilité de passer l'HDR c'est qu'au moins quand c'est fait on ne vous demande plus quand vous le ferez !

Au-delà de l'« aventure scientifique », l'« aventure humaine » de la recherche est une motivation majeure dans mon travail. Les résultats présentés dans ce mémoire sont le fruit de travaux d'équipes dont les publications communes reflètent la diversité. Exposer ces résultats tout en restant honnête quand au niveau de mon apport personnel est évidemment délicat et j'espère ne pas avoir trop « tiré la couverture à moi ».

C'est avec un grand plaisir que je remercie l'ensemble des collègues avec qui j'ai collaboré et appris durant ces années :

- Françoise Courboux et Jacques Malavieille pour tous les grands moments que nous avons partagé depuis plus de quinze ans.
- J'ai découvert quelques unes des subtilités de l'étude des déformations actives sur le terrain grâce à Jean-François Ritz durant des missions inoubliables en Sibérie et en Mongolie.
- Jean Virieux fut le compagnon de deux projet exceptionnels : l'écriture d'un livre sur un sujet que j'ignorais presque totalement auparavant et le développement du projet « sismo à l'école ».
- Jacques Déverchère et Eric Calais, les initiateurs des projets en Sibérie et Mongolie et de bien d'autres choses dans le laboratoire.
- J'ai découvert le monde de la sismologie en 1994 avec Stéphane Gaffet lorsque j'ai participé à l'expérience de Caille durant laquelle j'ai appris à voir les ondes se propager sur le terrain.
- Bertrand Delouis pour les nombreux échanges sur la déformation en particulier dans des endroits charmants de l'arrière-pays niçois que nous avons découvert ensemble...
- Les projets MALISAR en mer Ligure ont été construits avec Sébastien Migeon grâce à qui j'ai pu participer à des croisières de rêve !
- Et enfin, Jean-François Stéphan avec qui j'ai partagé bon nombre de missions et qui a toujours suivi avec intérêt et soutenu mon activité depuis la fin de ma thèse.
- J'ai en plus eu le chance de travailler de nombreux autres collègues de Géosciences Azur : A. Deschamps, J.M. Nocquet, T. Lebourg, B. Mercier de Lépinay, M. Sosson, F. Sage, N. Béthoux et M.O. Beslier. D. Brunel et C. Maron (ingénieurs sismologues), C. Pambrun et J. Trévisan (ingénieurs géodésiens) sans le travail de qui on ne ferait pas grand-chose... C. Ramel et L. Maurino qui ont sauver plusieurs fois mon ordinateur « au bord du suicide »... Ainsi que R. Saighi, S. Rouzière et leurs collègues qui font « vivre » l'administration du laboratoire.
- Les collègues des autres laboratoires français et étrangers : P. Antoine, N. Arjannikova et S. Arjannikov, Ulzii Bat, O. Bellier, P. Bernard, M. Dubar, A-M. Duval, E. Gilli, J.C. Hippolyte, M. Jolivet, A. Laurenti, P. Mondielli, J-L. Perez, V. Sankov, O. Sardou, A. Schlupp, O. Scotti, G. Sénéchal et M. Terrier.
- Les ex-étudiants Florence Tressols, Olivier Laurent, Julien Charreau, Bélanda Godel, Sabine Charlier, Riccardo Vassallo.
- Jean-Luc Bérenguer et Jessica Leputh qui animent le programme « sismos à l'école » à l'échelle nationale et François Barrère, Christine Peudon et Geoffroy Billy qui le maintiennent dans l'Académie de Reims.
- L'ensemble de mes collègues de l'Université de Reims et en particulier Jean-Louis Druelle avec qui j'ai co-dirigé la formation des Professeurs de Sciences de la Vie et de la Terre depuis 1998.
- Je remercie enfin les membres du jury qui ont eu la gentillesse d'accepter de juger ce travail et de venir faire le pont de l'Ascension à Sophia Antipolis le 22 mai 2009 !

Introduction

Un tremblement de terre de magnitude modérée ($M_w=4,5$) se produisit le 21 avril 1995 à 10h03 sur la côte Ligure, à proximité de Vintimille. Cet événement fut largement ressenti dans la ville de Nice et en particulier dans la faculté des sciences au Parc Valrose. Il se trouve qu'à cette même heure je dispensais un cours de sismologie devant 400 étudiants de première année. Le brouhaha intense qui suivit la vibration (que j'avais à peine ressentie) m'obligea à une réaction autoritaire, expliquant au public qu'un camion qui passe à proximité des amphithéâtres n'autorise pas à se lever et à mettre la pagaille en plein cours... Quelques minutes plus tard un étudiant d'origine niçoise, habitué lui aux tremblements de terre, profita de la pause pour me donner son point de vue qui fut rapidement confirmé par un coup de téléphone au labo... Cette regrettable interprétation décida en grande partie de ce qui figure dans ce mémoire : si je voulais encore faire bonne figure devant les étudiants il m'apparut nécessaire d'approfondir la question afin de faire, au moins, la différence entre un séisme et un camion.

Depuis 1995, les travaux de recherche que j'ai effectués ont été financés par des programmes nationaux ou internationaux dans le cadre de projets dont j'ai été co-responsable ou simple participant (la liste de ces projets figure dans la cinquième partie du mémoire). Pour des raisons de temps et de cohérence scientifique, je développe essentiellement la caractérisation des sources de l'aléa sismique à la jonction entre les Alpes et le Bassin Ligure et je ne présente qu'une partie résumée des travaux auxquels j'ai participé pour l'évaluation des effets de site régionaux dans les Alpes Maritimes et pour l'analyse de la déformation récente et active en Mongolie-Sibérie. Enfin, compte tenu de l'importance que j'attache à mon travail d'enseignant, je tiens à en évoquer quelques points une partie distincte de ce mémoire.

Le mémoire est organisé en cinq parties :

- La première partie (*Évaluation de l'aléa sismique dans les domaines intraplaques*) est une rapide revue bibliographique des connaissances actuelles sur les déformations sismiques en domaine intraplaque et sur certains des problèmes spécifiques qui s'y posent. Cette partie n'a pas vocation à couvrir la totalité de la problématique de l'évaluation de l'aléa sismique dans des régions dont les paramètres (sources et moteur de la déformation par exemple) sont particulièrement complexes à analyser mais simplement à présenter ma vision du cadre général de mes travaux à partir de certains choix thématiques.
- Dans la deuxième partie (*Caractérisation des sources de l'aléa sismique à la jonction Alpes – Bassin Ligure*), je présente le cas particulier de la déformation du domaine intraplaque d'Europe occidentale en focalisant sur la jonction Alpes – Bassin Ligure. Ma contribution consiste à mettre en place une approche pluridisciplinaire géologie-sismologie-géodésie afin d'identifier la distribution des déformations récentes et actives, les sources sismiques potentielles et le moteur de la déformation régionale dans le but d'améliorer la connaissance de l'aléa et de fournir des données sismotectoniques précises pour les modélisations du mouvement du sol.
- La troisième partie est un *résumé des autres travaux* auxquels j'ai participé : (I) Des expériences originales (Caille, 1995 et Annot, 1998) avec des réseaux denses de capteurs ont permis la mise en évidence des effets de site régionaux qui étaient relativement ignorés jusqu'alors. L'objectif de ces expériences est évidemment très différent de la caractérisation des sources sismiques potentielles développée dans la deuxième partie du mémoire mais dans les deux cas ces études contribuent à la précision de l'aléa sismique régional. (II) La région Mongolie-Baïkal est un laboratoire naturel exceptionnel pour l'étude des déformations intraplaques et le cycle sismique des grandes failles continentales. Les travaux entrepris dans cette région ont permis de caractériser les déformations récentes et actives à l'ouest du Lac Baïkal, et dans les massifs de l'Altay et du Gobi Altay.
- La quatrième partie (*Enseignement*) est une synthèse de mes activités d'enseignement dans les différents niveaux à l'Université de Reims – Champagne Ardenne ; en insistant sur la partie majeure de mon travail qui concerne la formation des futurs professeurs de sciences de la Vie et de la Terre. Je livre aussi quelques réflexions sur la formation des Professeurs de l'enseignement secondaire qui est actuellement l'objet d'un vif débat. Je présente enfin une action originale de lien entre l'éducation et la recherche : le projet « sismos à l'école » que je coordonne dans l'Académie de Reims depuis 2002 dans le cadre du dispositif d'initiative du Ministère de l'Éducation Nationale « Sciences à l'École ».
- La cinquième partie est un *curriculum vitae et une liste des travaux* qui présente un bilan des responsabilités, des tâches administratives et des actions effectuées en recherche, en enseignement et en communication scientifique ainsi que les détails des contrats de recherche et des missions dans lesquels j'ai été impliqué et la liste de mes publications.

Un CD ROM regroupe les principales publications, le texte, les figures et les annexes de ce mémoire.

PROBLEMATIQUE :
EVALUATION DE L'ALEA SISMIQUE DANS LES DOMAINES INTRAPLAQUES.



Le paysage de la jonction Alpes - Bassin Ligure : du Massif de l'Argentera à la mer.

Durant les quarante dernières années des progrès exceptionnels ont été accomplis dans la compréhension du fonctionnement de la planète Terre à toutes les échelles de temps et d'espace. Même si il reste encore énormément de choses à découvrir, de nombreux résultats de ces recherches fondamentales ont des applications dans la vie quotidienne des sociétés humaines. Au-delà des ressources en eau, en énergie et en matières premières, les applications aux domaines de l'environnement, et en particulier la prévention des risques naturels, prennent de plus en plus d'importance.

Compte tenu des conséquences souvent dramatiques pour l'Homme, le risque sismique et ses conséquences est un des sujets les plus étudié par la communauté scientifique et qui retient le plus l'attention des administrations (Madariaga et Perrier, 1991 ; Kert, 1995 ; Courteau, 2007). Ces études réunissent une palette très large de chercheurs (des sciences « dures » aux sciences humaines), d'administrations (des municipalités aux préfectures et ministères) et recouvrent diverses thématiques scientifiques et opérationnelles (de la mécanique des tremblements de terre à la résistance des bâtiments et à la gestion des populations dans une situation de crise).

I. LE RISQUE SISMIQUE : ALEA ET VULNERABILITE.

D'un point de vue général, un « risque » est la conséquence d'un événement d'une certaine ampleur ayant une certaine probabilité de se produire sur un site donné. L'« événement » est qualifié d'aléa et c'est sa conjugaison avec la vulnérabilité des enjeux (personnes et infrastructures situées dans la zone) qui définit le niveau du risque. L'aboutissement des recherches sur le risque sismique permet à la puissance publique d'imposer des normes réglementaires en fonction du niveau de la vulnérabilité : densité de population, état des bâtiments conventionnels, installations à risque particulier (centrale nucléaire...). En France par exemple, les normes réglementaires « PS 92 » ont été publiées en 1992 et sont en cours de révision dans le cadre européen : l'eurocode 8 deviendra la norme en 2010 (<http://www.eurocode1.com/fr/index.html>).

La réglementation impose aux Etats européens d'établir un zonage sismique de leur territoire (Figure I-1) et dans chaque zone des règles de construction parasismique déterminées sont applicables. Ces règles parasismiques ont pour objectif de renforcer les constructions donc de diminuer la vulnérabilité et par conséquent le risque. A l'échelle du territoire français, une synthèse sur le risque sismique est en cours au Ministère de l'Ecologie, du Développement et de l'Aménagement Durable dans le cadre du « Plan Séisme » (<http://www.planseisme.fr>).

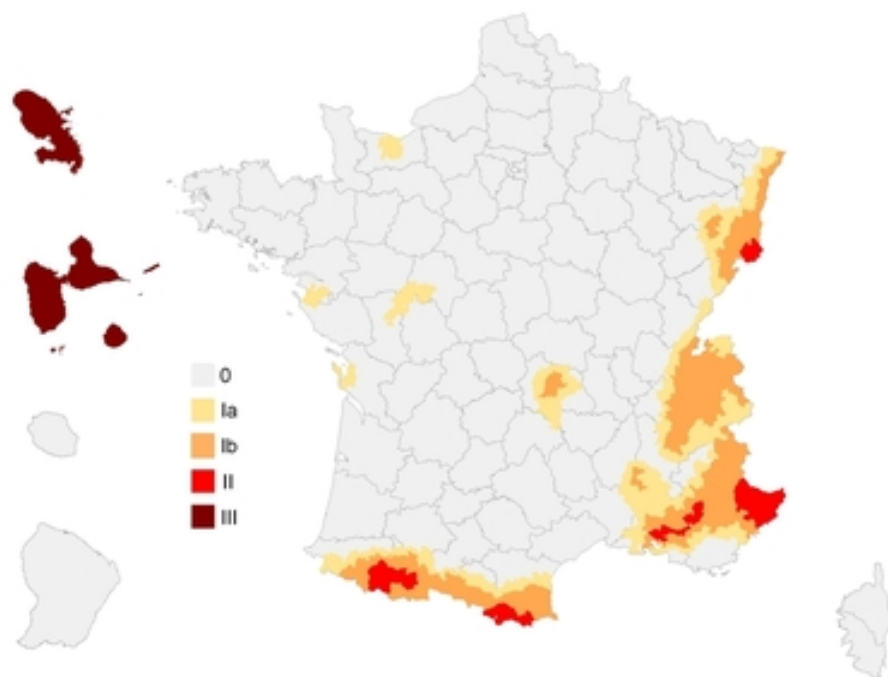
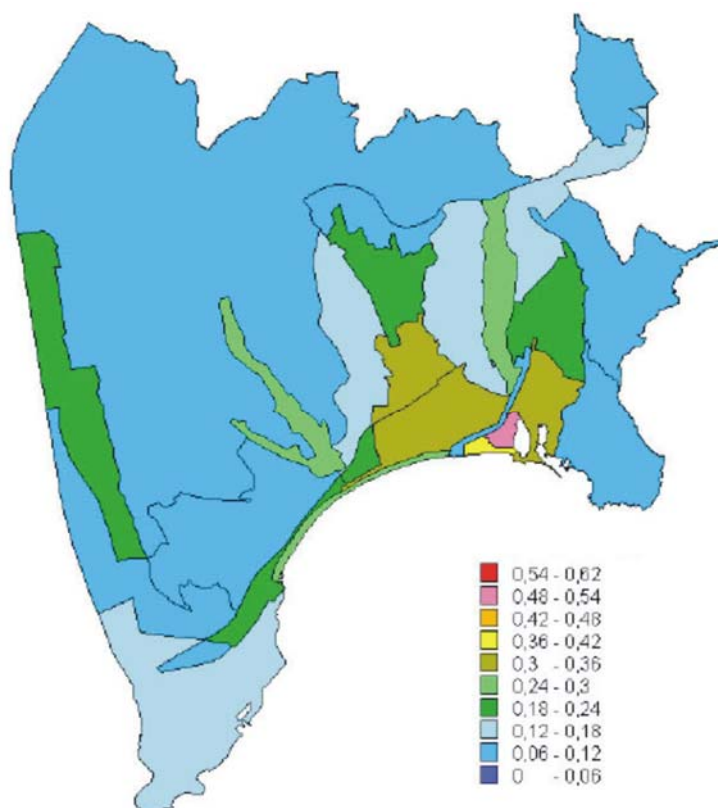


Figure I-1 : Cette carte représente la façon dont l'administration française prend en compte l'aléa sismique pour l'établissement des normes parasismiques. En 1992, le zonage sismique du territoire français a été élaboré, sur la base de 7600 séismes historiques et instrumentaux et des données tectoniques. Le territoire est divisé en 5 zones : en zone 0, il n'y a pas de prescription parasismique particulière mais dans les zones Ia, Ib, II et III les règles de construction parasismique spécifiques sont applicables (Grellet et al., 1992 ; Lambert et al., 1996).

La prévision à court terme des aléas telluriques (séismes, éruptions volcaniques catastrophiques, tsunamis...) est encore balbutiante et pour ce qui concerne les séismes c'est un sujet de recherche fondamentale qui, à l'exception du séisme de Haicheng (Chine, Février 1974), n'a pas encore trouvé d'application en dehors des laboratoires (Scholz, 1999 ; Main, 1999 ; Bernard, 2004). Aucune action directe

permettant la diminution de ces aléas n'est envisageable, ainsi actuellement pour des applications concrètes il ne reste que la voie de la prévention. Améliorer la connaissance de l'aléa, et tenter de le définir quantitativement, concourt à la réduction du risque et par conséquent à la protection des vies humaines et à la limitation des dommages matériels en permettant une définition appropriée des normes de construction.

Figure I-2 : Cartographie des taux de dommages moyens générés par un séisme d'intensité VII sur la commune de Nice pour les bâtiments de type courant. L'échelle de couleur indique l'intensité des dommages de 0 (très faible) à 0,6 (moyen). Cette carte prend en compte les effets de site, la vulnérabilité des bâtiments et l'information sur les fréquences de résonance du sol et des bâtiments (Rapport GEMGEP, 2005).



Une fois évalué l'aléa, la production de cartes de risque (Figure I-2), qui donnent une estimation des dommages et de leur distribution spatiale, n'est pas directe. Il faut prendre en compte la vulnérabilité des sites à l'échelle locale : on rentre là dans le domaine des sciences de l'ingénieur (interaction sol-structure, réponse des bâtiments aux sollicitations sismiques, inventaire des différentes catégories de bâtiments...) et des

| Organisation du PNPRS | | Chantier n°1 | | | |
|---|--|---|--|---|--|
| | | Approfondir la connaissance scientifique de l'aléa, du risque et mieux informer sur celui-ci | | | |
| Chantier N°1 : Approfondir la connaissance scientifique de l'aléa, du risque et mieux informer sur celui-ci | | Connaissance scientifique locale du risque | Capitalisation de la connaissance | Compréhension de l'aléa et du risque | Formation Information |
| Chantier N°2 : Améliorer la prise en compte du risque sismique dans les constructions | | <ul style="list-style-type: none"> scénarios départementaux de risque sismique micro zonage sismique sur les villes à fort risque (PPR sisme) éléments de prise en compte dans l'aménagement et le porter à connaissance garantie du contenu scientifique des PPR sisme | <ul style="list-style-type: none"> base de données des caractéristiques du bâti, des diagnostics et des renforcements annuaire des organismes et personnes compétentes suites départementales diagnostics et renforcements du bâti existant | <ul style="list-style-type: none"> cartographie des failles modélisation sismes, tsunamis expériences pilotes de stations de surveillance étude des impacts humains, économiques, sociaux et sanitaires | <ul style="list-style-type: none"> renforcement de la formation initiale et continue mise au point d'un label qualité ou d'une qualification élaboration de scénarios de crise sismique formations destinées aux collectivités |
| Chantier N°3 : Concerner, coopérer et communiquer | | <ul style="list-style-type: none"> information des professionnels des nouvelles dispositions réglementaires éducation scolaire et information des habitants suites de l'avancée du PNPRS | | | |
| Chantier N°4 : Contribuer à la prévention du risque de tsunami | | | | | |
| Plan Sisme 21 novembre 2005 | | Plan Sisme 21 novembre 2005 | | | |

Tableau I-1 : Ces deux planches extraites du site « planseisme » présentent les chantiers du PNPRS (Programme National de Prévention du Risque Sismique, 2005-2010). Les cadres indiquent les domaines dans lesquels interviennent les géologues travaillant sur la caractérisation des sources sismiques et des effets de site.

sciences de l'Homme et de la Société (répartition des populations, organisation de l'urbanisation, aspects juridiques...). Dans un premier temps il faut identifier les enjeux (population, bâti, réseau de transport,

industries, eau...) et dans un deuxième temps il faut évaluer la vulnérabilité de chacun de ces enjeux aux séismes. L'évaluation de la vulnérabilité est donc un travail d'une ampleur aussi grande que l'évaluation de l'aléa. De plus la finalisation d'un projet de réglementation impose d'analyser les incertitudes propres à chaque étape. Bien que des progrès soient réalisés régulièrement dans ces divers domaines, les incertitudes restent grandes (d'ailleurs on parle le plus souvent d'« évaluation » et rarement de quantification...) et les résultats doivent être analysés avec un certain recul avant d'être communiqués aux administrations et éventuellement utilisés pour la réglementation (<http://www.risk-ue.net/>).

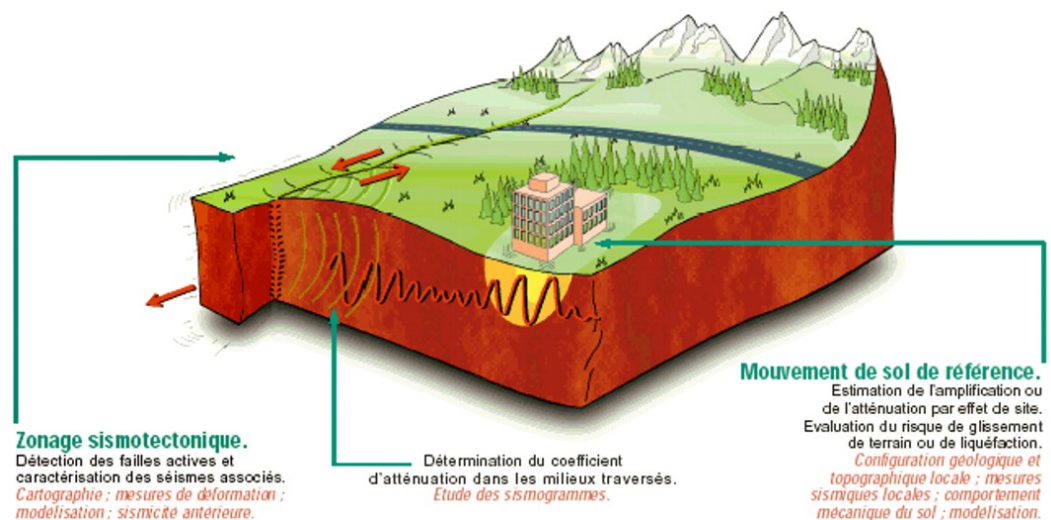
La prévention contre le risque sismique fait donc appel à une longue chaîne de responsabilités dans laquelle une multitude de spécialistes interviennent. Parmi ces spécialistes, les géologues qui étudient les failles actives ont une place particulière puisqu'ils s'occupent de la source des séismes et donc de l'origine de l'aléa (Tableau I-1).

II. L'EVALUATION DE L'ALEA SISMIQUE.

L'évaluation de l'aléa est la première étape de la prévention du risque sismique. Il s'agit de déterminer la probabilité qu'au cours d'une période (la référence est souvent 50 ans qui est considérée comme la durée de vie moyenne d'un bâtiment) le mouvement du sol atteigne ou dépasse une certaine accélération sur un site. Pour atteindre cet objectif, il est nécessaire (Figure I-3) :

- de caractériser les sources sismiques (géométrie et cinématique des failles actives, localisation, magnitude et récurrence des séismes passés, scénarii pour les séismes à venir) afin de définir des « séismes de référence »,
- de déterminer l'influence du milieu traversé par les trains d'onde depuis la source jusqu'au site considéré (« lois d'atténuation »),
- et enfin de définir les mouvements du sol (accélération, fréquence, déplacement, durée) qui résulteraient des éléments précédents (séismes de référence et lois d'atténuation) mais aussi de la configuration géologique et topographique des sites étudiés (« effets de site »).

Figure I-3 : Les différents acteurs de l'aléa sismique (d'après <http://www-dase.cea.fr/>). La détection des failles actives et la caractérisation des séismes associés sont en amont de la démarche d'évaluation de l'aléa sismique.



Depuis plusieurs dizaines d'années, géologues, géophysiciens et ingénieurs travaillent sur les méthodologies d'évaluation de l'aléa sismique. L'essentiel de la démarche et des méthodes utilisées ont été mises au point dans des régions à forte sismicité (ces régions sont définies par un grand nombre d'événements chaque année dont certains avec des magnitudes supérieures à 6,5), le plus souvent en domaine interplaque comme, par exemple, la Californie et le Japon (e.g. Reiter, 1990) :

A- Etape 1 : La caractérisation des failles actives.

Le préalable à l'évaluation de l'aléa sismique est la caractérisation des failles actives et de leur potentiel sismogène. La définition d'une faille active n'est pas simple et seules les failles actives fonctionnant par glissement sismique sont importantes pour l'aléa :

- De façon générale un séisme est défini comme un événement résultant d'une dislocation des roches le long d'un ou de plusieurs segments de failles. Le glissement des deux compartiments rocheux produit des ondes qui peuvent être enregistrées par les sismomètres et la succession des glissements dans le

temps produit une déformation cumulée. Les observations sismologiques et géodésiques ont montré que plusieurs processus produisent

| GLISSEMENT SISMIQUE | GLISSEMENT SISMIQUE LENT | GLISSEMENT ASISMIQUE |
|---------------------|--------------------------|----------------------|
| m / s | m / semaine – m / mois | cm / an – < mm / an |

Tableau I-2 : Ordre de grandeur des vitesses de glissement sur un plan de faille en fonction du type de glissement (Martin Vallée, com. Pers.). Seuls les glissements sismiques produisent des trains d'ondes dont les caractéristiques de fréquence, d'accélération et de durée sont destructrices ; ce sont donc les plus importants à considérer pour l'évaluation de l'aléa sismique. Les glissements sismiques lents sont limités aux domaines interplaques, et en particulier aux zones de subduction, alors que les glissements asismiques peuvent affecter des failles dans tous les domaines.

des glissements le long des plans de faille : les glissements sismiques (e.g. Montessus de Ballore, 1906 ; Reid, 1910), les glissements sismiques lents (e.g. Heki et al., 1997 ; Dragert et al., 2001) et les glissements asismiques (e.g. Steinbrugge et Zacher, 1960 ; King et al., 1975 ; Lee et al., 2003). C'est la vitesse de glissement qui caractérise le mieux le type de glissement (Tableau I-2 et Tableau I-3). Sur le terrain, sauf dans le cas particulier des ruptures sismiques atteignant la surface, le géologue observe les caractéristiques structurales et le déplacement cumulé sur un plan de faille mais ces paramètres ne permettent pas de répondre simplement à la question du comportement (glissement sismique ou asismique ?) de la faille analysée (e.g. Sibson, 1986a ; Sleep et Blanpied, 1992 ; Pavlis et al., 1993).

| | Magnitude (Mw) | vitesse du glissement (m/s) | temps de montée (s) | vitesse de propagation de la rupture (km/s) | durée de la rupture (s) |
|-----------|----------------|-----------------------------|---------------------|---|-------------------------|
| Landers | 7,3 | 0,5 – 1,5 | 3 – 5 | 2,7 | 24 |
| Parkfield | 6,0 | 0,1 – 0,4 | 1,4 | 2,6 | 10 |

Tableau I-3 : Estimation des paramètres de la rupture pour le séisme de Landers (Californie - 28/06/1992 ; Wald et Heaton, 1994) et pour le séisme de Parkfield (Californie- 28/09/2004 ; Kim et Dreger, 2008) .

- Une faille active est une faille susceptible de produire un séisme dans le futur. De façon pratique, on considère qu'une faille est active si elle est actuellement sismogène ou si elle a produit un séisme dans une période de temps proche. La période servant à la définition varie suivant le contexte (en particulier suivant le taux de déformation régionale) : la période de référence est, par exemple, 10 000 ans pour la faille de San Andreas pour laquelle la vitesse de glissement long terme, donc le chargement en contrainte, est rapide (20 à 35 mm/an), alors qu'elle est de 2 Ma voire plus pour les failles à faible taux de glissement long terme (~0,1 mm/an) comme dans le domaine ouest-européen.

La détermination de l'activité actuelle et/ou de la déformation cumulée et du comportement dans le temps ainsi que l'âge des derniers séismes produits par une faille sont donc des éléments fondamentaux pour décider de son activité sismogène potentielle et de son importance au regard de l'aléa. Ce travail de caractérisation est d'autant plus difficile que le taux de déformation est faible car la sismicité et les structures morphotectoniques sont alors mal exprimées. Je ne présente pas les différents moyens permettant de détecter et d'étudier les failles actives puisque ce point sera détaillé dans la *Deuxième Partie* du mémoire avec une application à la jonction Alpes - Bassin Ligure et résumé dans la *Troisième Partie (II)* du mémoire pour ce qui concerne mes travaux dans la région Sibérie-Mongolie. Pour des compléments généraux le lecteur peut se reporter à l'ouvrage très complet de Yeats et al. (1997).

A l'échelle régionale, les caractéristiques géologiques du milieu et la détermination des différentes sources sismiques permet de proposer un zonage sismotectonique, c'est à dire la définition de zones géographiques dans lesquelles la probabilité d'occurrence d'un séisme de caractéristiques données peut être considérée comme égale en tout point. Les caractéristiques des sources sismiques (en particulier la localisation, la géométrie, la cinématique et la magnitude potentielle) permettent alors d'accéder à l'énergie qui serait rayonnée dans le milieu lors d'un événement de référence.

B- Etape 2 : La modélisation du mouvement sismique régional (aléa sismique régional).

Les mouvements du sol résultant des séismes de référence dépendent : (i) de l'énergie des séismes, (ii) de leur éloignement, (iii) de la nature des terrains traversés par les champs d'ondes et (iv) de la nature des terrains situés juste sous les sites considérés.

Pour l'étape 2, à l'échelle régionale, on impose une hypothèse simplificatrice de la géologie en considérant que les couches géologiques sont horizontales et consolidées (mouvement « au rocher ») : on exclut la présence d'une topographie et de formations superficielles non consolidées qui seront prises en compte lors de l'étape 3. L'objectif est de prévoir les mouvements du sol qui pourront être générés par un séisme de magnitude donnée à une distance et une profondeur données. L'approche la plus commune pour

obtenir une estimation de ces valeurs à différentes fréquences consiste à utiliser des équations prédictives du mouvement du sol, plus communément appelées « lois d'atténuation ». Ces équations sont des modèles de régressions calculés à partir d'enregistrement réels. Les modèles de Berge-Thierry et al. (2003) et d'Ambraseys et al. (2005), par exemple, sont construits à partir des accélérographes de séismes européens (base de données de mouvements forts).

Deux approches principales sont utilisées pour la modélisation des mouvements du sol et bien que les définitions varient suivant les auteurs, on peut les résumer brièvement de la façon suivante :

- L'approche déterministe (Figure I-4) est fondée sur la définition d'un séisme de référence qui est le séisme maximum (historique ou instrumental) déterminé à l'étape 1. A partir de ce séisme de référence et des modèles empiriques de mouvement du sol on estime ces mouvements et on définit le pic d'accélération et l'intensité macrosismique en chaque point de la région considérée.

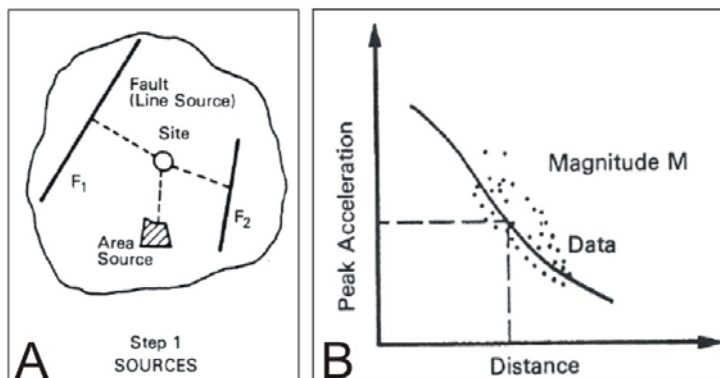
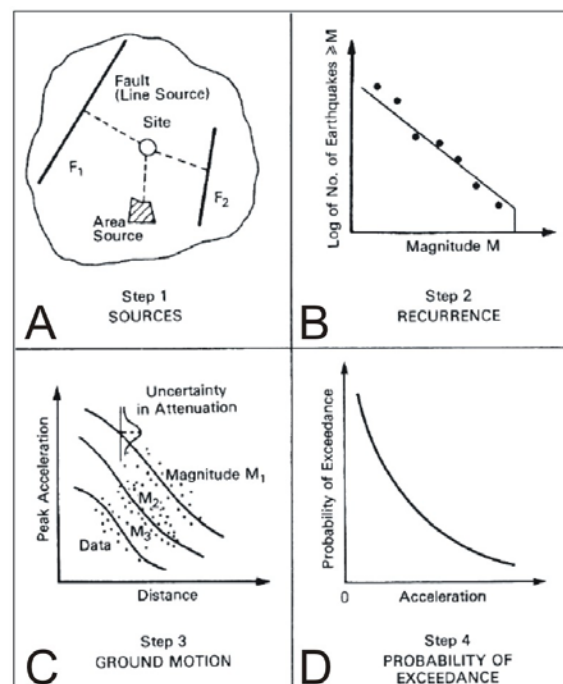


Figure I-4 : Pour la modélisation du mouvement du sol, l'approche déterministe prend en compte un séisme de référence défini pour la région (A). Puis les pics d'accélération attendus sont calculés en chaque point en fonction de la distance à cette source et des lois d'atténuation (d'après Reiter, 1990).

- L'approche probabiliste (Figure I-5) est théoriquement fondée sur un catalogue de sismicité complet à l'échelle de la région. Par conséquent, on s'affranchit de la dépendance à un seul événement (le séisme de référence) et la fréquence d'occurrence des événements en fonction de la magnitude est prise en compte. Les modèles probabilistes permettent de combiner l'influence de toutes les sources répertoriées pour calculer les mouvements du sol. Les résultats sont aussi exprimés sous la forme de cartes qui donnent l'accélération du sol maximum qui a 10 % (ou plus) de possibilité de se produire sur une période de temps donnée (Figure I-6).

Figure I-5 : L'approche probabiliste de la modélisation des mouvements du sol est aussi fondée sur la connaissance des sources sismiques régionales (A) mais dans ce cas c'est le catalogue de sismicité (B) qui va être utilisé comme donnée. Les modèles probabilistes permettent de combiner l'influence de l'ensemble des sources (C). A partir de ces modèles on détermine la probabilité (D) de dépasser la valeur du pic d'accélération en tous points (d'après Reiter, 1990).



Ces deux approches présentent des avantages et des difficultés propres. Par exemple, l'approche déterministe est problématique lorsque le contexte sismotectonique, les failles actives en particulier, est mal connu (ce qui

est le plus souvent cas dans les zones intraplaques comme l'Europe occidentale). L'approche probabiliste, pour sa part, nécessite un catalogue de sismicité complet, ce qui est le plus souvent impossible compte tenu de l'âge des réseaux sismologiques, du peu d'information sur la période historique et du manque de données sur les petits séismes. La méthodologie n'est donc pas parfaite et même si l'approche probabiliste est la plus utilisée actuellement (e.g. Secanell et al., 2008) il n'est pas rare de voir une combinaison des deux approches (e.g. Reiter, 1990 ; Orozova et Suhadolc, 1999).

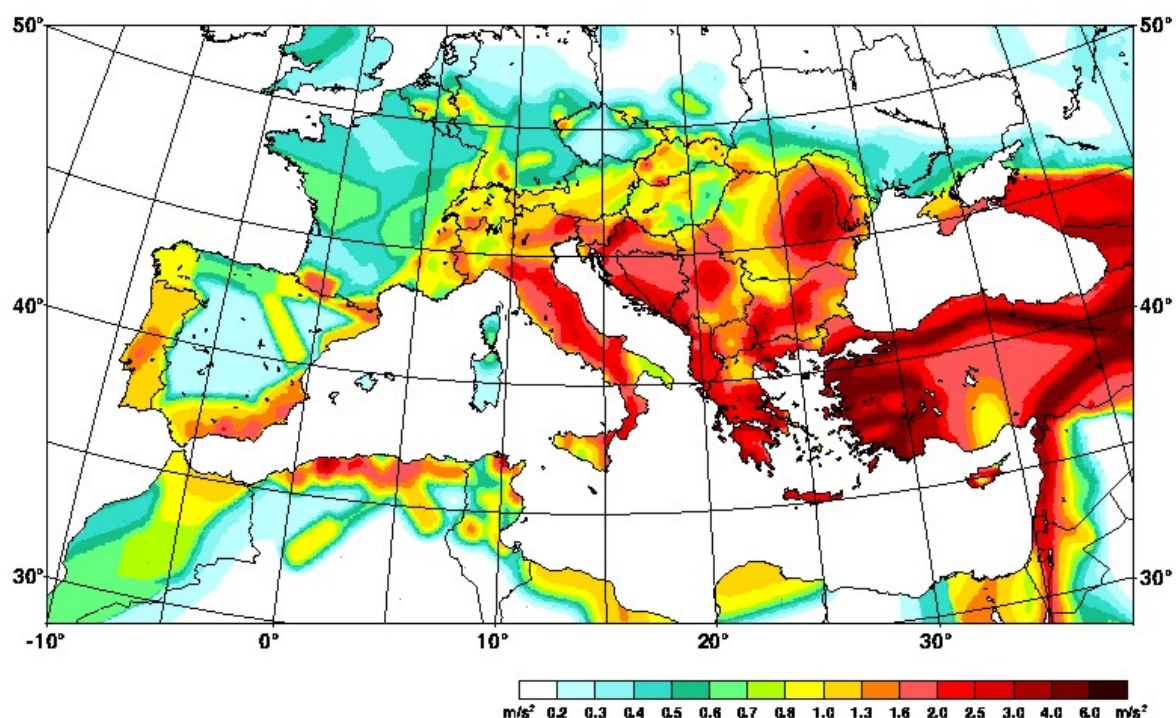


Figure I-6 : Carte de l'aléa sismique régional autour de la Méditerranée : pic d'accélération maximale horizontale (m/s^2). La probabilité de dépassement du pic maximum est de 10% sur une période de 50 ans (Grünthal et al., 1999).

A ce stade, l'évaluation de l'aléa est à l'échelle régionale : on obtient un ordre de grandeur des valeurs d'accélération possibles sur des étendues plus ou moins importantes en fonction de l'étude (Figure I-6 et Figure I-7). Il est évidemment nécessaire de préciser l'aléa sur des zones géographiques plus petites afin

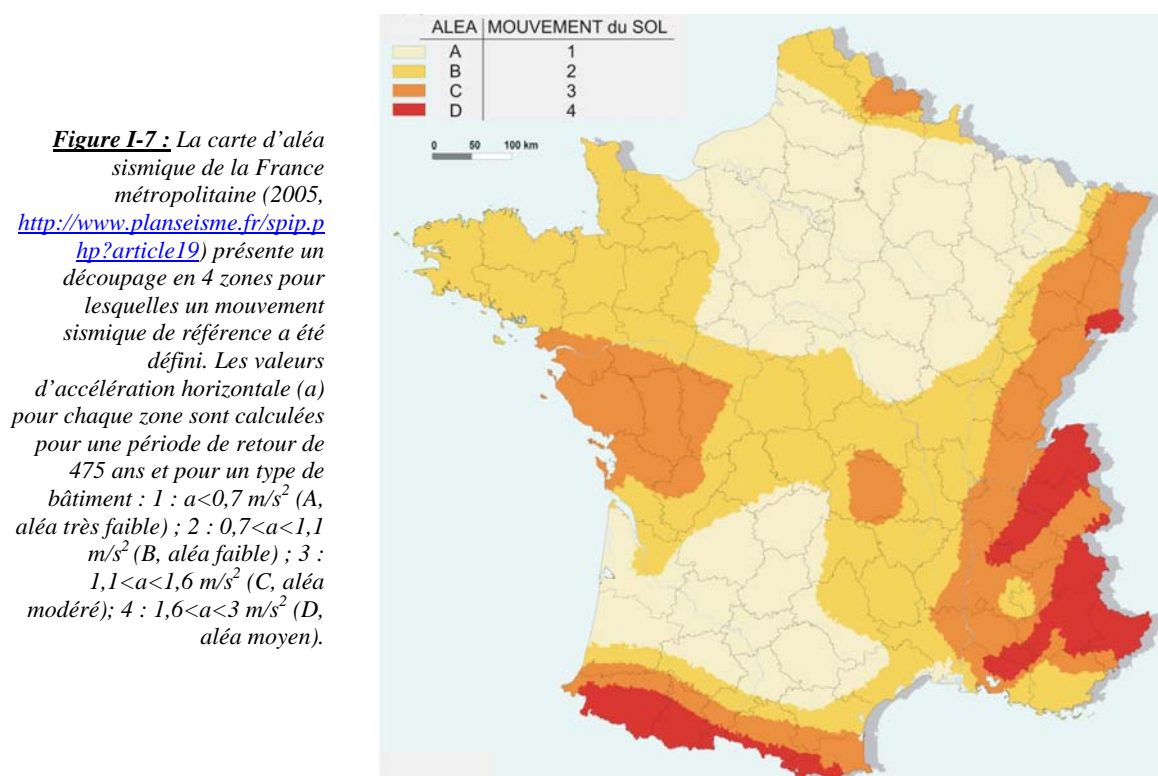


Figure I-7 : La carte d'aléa sismique de la France métropolitaine (2005, <http://www.planseisme.fr/spip.php?article19>) présente un découpage en 4 zones pour lesquelles un mouvement sismique de référence a été défini. Les valeurs d'accélération horizontale (a) pour chaque zone sont calculées pour une période de retour de 475 ans et pour un type de bâtiment : 1 : $a < 0,7 m/s^2$ (A, aléa très faible) ; 2 : $0,7 < a < 1,1 m/s^2$ (B, aléa faible) ; 3 : $1,1 < a < 1,6 m/s^2$ (C, aléa modéré) ; 4 : $1,6 < a < 3 m/s^2$ (D, aléa moyen).

de se rapprocher de la complexité naturelle des territoires et de rendre opérationnelle l'application de normes de construction. Cette troisième étape implique de définir le niveau de l'aléa local.

C- Etape 3 : La prise en compte des effets de site (aléa sismique local).

A la suite de l'observation des destructions après de forts séismes (en particulier après le tremblement de terre de Mexico en 1985), il est apparu que la disparité des dommages aux constructions résulte d'une part du niveau de résistance propre à chaque bâtiment et d'autre part des modifications que subissent les vibrations sismiques dans les quelques dizaines de mètres du sous-sol du site considéré (e.g. Anderson et al., 1986 ; AFPS, 1996). Localement la topographie et la nature du sous-sol sont à même d'amplifier, d'allonger et de modifier le contenu fréquentiel des trains d'ondes (Figure I-8).

L'objectif final pour l'évaluation de l'aléa sismique est donc de fournir des valeurs de mouvement du sol qui soient utilisables pour l'aménagement des territoires et la prévention du risque : après les étapes 1 et 2, il est par conséquent nécessaire de prendre en compte les effets de site pour passer à l'échelle de l'aléa local (e.g. Lachet et al., 1996). Il faut alors effectuer un microzonage sismique de façon à quantifier les effets de la topographie et de la géologie du sol et du sous-sol sur le site étudié (e.g. Duval, 2007).

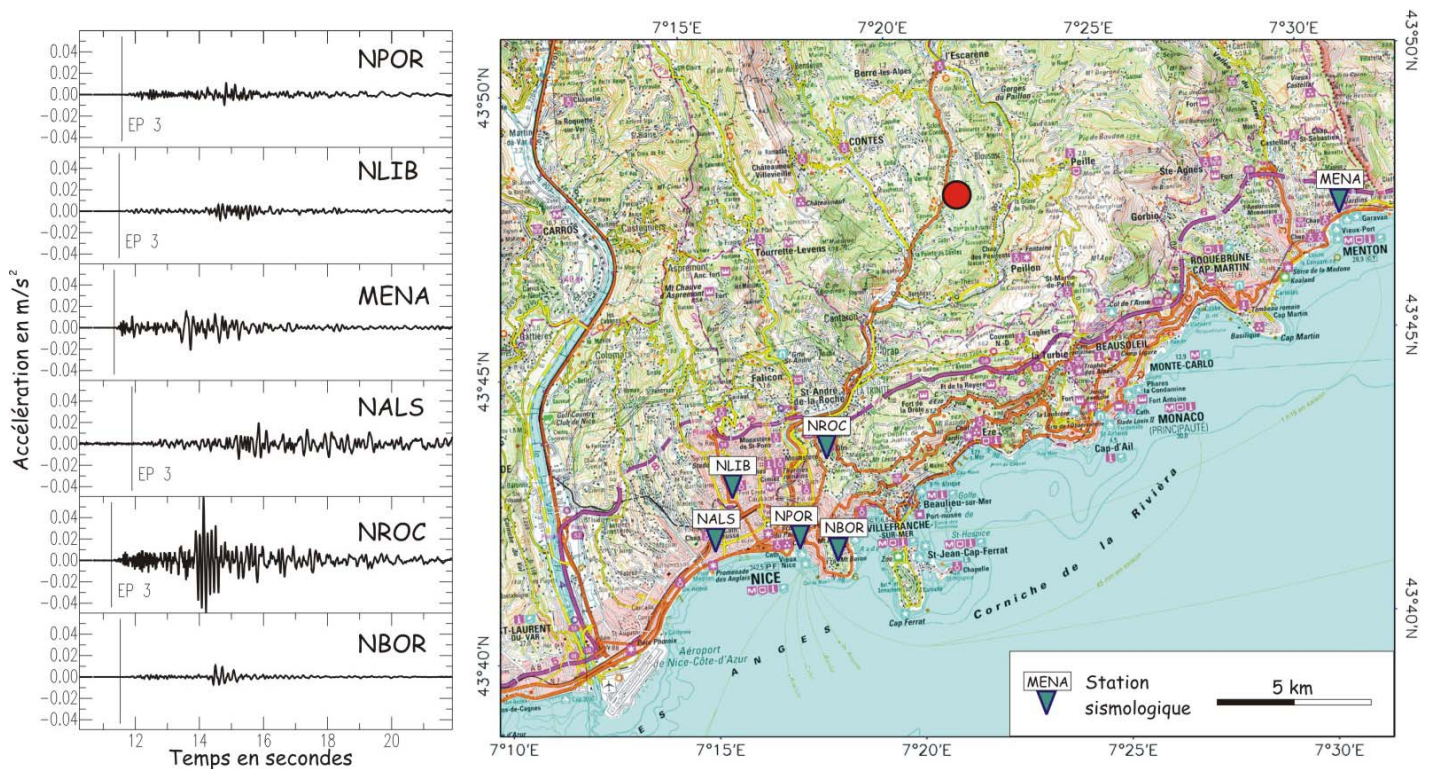


Figure I-8 : Enregistrements du séisme de Peille ($M_w=3,4$, 1/11/1999) par les stations du réseau RAP de Menton et Nice (d'après Courboulx et al., 2001). L'épicentre est figuré par le rond rouge. Les accélérographes représentent la composante N-S du mouvement du sol. On observe une différence d'amplitude importante entre les sites : les enregistrements sur la station NROC ont une amplitude trois fois plus grande que ceux de la station MENA pourtant située à la même distance épicentrale, et dix fois plus grande que sur la station NLIB située à seulement 2,5 km de NROC. On note également une augmentation de la durée du signal sur les stations NROC et NALS. Les différences entre ces mouvements sont dues aux effets de site.

Le microzonage consiste à étudier une zone réduite (100 km^2 ou moins) correspondant à un site d'intérêt particulier : une ville par exemple. Il faut d'abord établir des cartes précises de la topographie (Modèle Numérique de Terrain à 2 m) et de la géométrie en 3D des formations superficielles (alluvions, colluvions, sédiments littoraux, remblais...). Ensuite il faut modéliser et/ou mesurer sur le terrain le comportement des ondes sismiques sur ce site et déterminer les facteurs d'amplification du mouvement (Figure I-9). Différentes méthodes sont utilisées dans ce but comme l'analyse du bruit de fond (Duval, 1996) et l'analyse des champs d'ondes émis par des réseaux de capteurs (Gaffet et al., 1998), par exemple. Je discuterai ce point dans la *Troisième Partie (I)* du mémoire à partir d'un résumé des travaux auxquels j'ai contribué sur un point particulier : l'estimation de l'effet de site régional dans les Alpes Maritimes.

La production de cartes d'aléa sismique se fait donc pour différentes échelles, pour différentes probabilités et différentes périodes de temps en fonction des besoins. Dans tous les cas l'estimation de l'aléa implique de définir le plus précisément possible l'ensemble des facteurs qui produisent et modifient les

vibrations du sol et les éventuels effets induits. On ne peut réduire cette opération à la caractérisation des sources sismiques (localisation, cinématique et détermination d'une magnitude et d'un temps de récurrence possibles).

C'est aussi lors de cette troisième étape que l'on intègre, dans des cartes d'aléa spécifique, les conséquences des effets éventuellement induits par les séismes tels que les glissements de terrain, la liquéfaction et les tsunamis. Ces effets induits ne se manifestent pas systématiquement : il faut que des conditions de géologie du sol pour la liquéfaction, de topographie et de géologie du sous-sol pour les

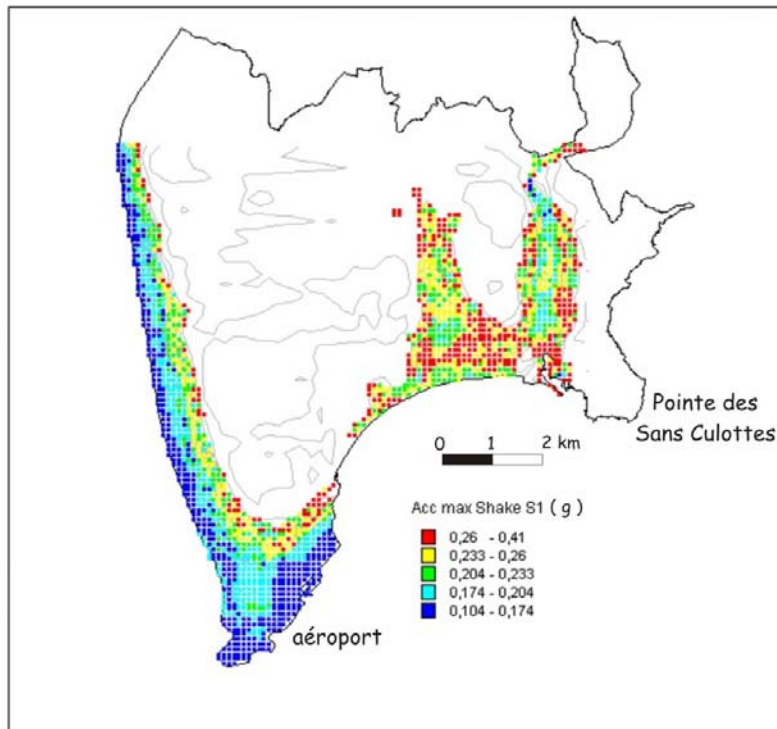


Figure I-9 : Carte d'aléa local sur la commune de Nice (d'après Duval et al., soumis). Cette carte présente les valeurs d'accélération du sol (en fraction de g) obtenues par des simulations numériques 1D prenant en compte l'influence des couches sédimentaires post-pliocènes. La résolution des colonnes de sols utilisées pour la modélisation est de 50 m et le séisme de référence est situé en mer à 28 km vers le sud avec une magnitude $M=6,5$. L'amplification maximum par les couches sédimentaires peu consolidées atteint par endroit la moitié de l'accélération de la pesanteur (0,4 g en rouge).

glissements et de proximité du littoral pour les tsunamis, soient réunies. Malheureusement, lorsqu'ils surviennent leurs conséquences amplifient très largement les destructions occasionnées par les séismes, comme lors du séisme et du tsunami de Sumatra le 26 décembre 2004. Je n'ai que peu étudié les effets induits dans le cadre de mes recherches sauf dans le cas du tsunami qui a suivi le séisme Ligurie du 23 février 1887 dont je parlerai dans la *Deuxième Partie* du mémoire.

Actuellement, quelque soit la qualité des données et la qualité du travail fourni, les incertitudes demeurent fortes à tous les niveaux de l'estimation de l'aléa sismique. Les accélérations prédites peuvent varier du simple au double en fonction de la dynamique de la source (magnitude, effet de directivité de la rupture...) et des amplifications locales, par exemple. Pour un immeuble ancien construit sans structures parasismiques, une accélération brève de 0,2 g produit quelques fissures dans les murs alors qu'une accélération de 0,4 g entraîne un effondrement partiel (Bernard, 2004).

III. LES DEFORMATIONS ACTIVES EN DOMAINE INTRAPLAQUE.

Dans les régions en limite de plaque les facteurs qui contrôlent la sismicité sont relativement bien connus et, au premier ordre, le taux de sismicité peut être relié à la vitesse de glissement sur les failles majeures qui elle-même est reliée au mouvement des plaques. L'importance des processus fait qu'ils sont mesurables : les taux de déformation sont de l'ordre de 10^{-6} - 10^{-7} /an, les vitesses sur les failles de plusieurs mm/an et des événements de magnitude ~ 7 se produisent régulièrement. Dans les régions intraplaques, il est couramment admis que des failles peuvent être réactivées en fonction du champ de contrainte actuel mais il est difficile d'estimer les taux de sismicité sur des temps longs. Les valeurs à mesurer sont en général beaucoup plus faibles, avec des taux de déformation au plus de l'ordre de 10^{-9} /an, des vitesses sur les failles inférieures à 1 mm/an et une sismicité faible à modérée, avec néanmoins dans certaines zones des forts séismes dont les temps de retour sont longs et surtout peu connus.

La mesure des taux de déformation dans les régions intraplaques est une question qui n'est pas encore résolue et qui illustre bien la difficulté d'étude de ces domaines (Eric Calais, com. pers.). Par exemple, Anderson (1986) calcule 10^{-12} - 10^{-11} /an en moyenne pour le taux de déformation sismique dans le

centre et l'est des Etats-Unis (avec des valeurs plus fortes localement dans les zones à forte sismicité historique). Cette valeur correspond à des plaques pratiquement rigides à l'échelle géologique. A partir de mesures GPS sur la même région, Calais et al. (2006) proposent une valeur moyenne dans tous les cas inférieure à 10^{-9} /an sans pouvoir être plus précis pour l'instant.

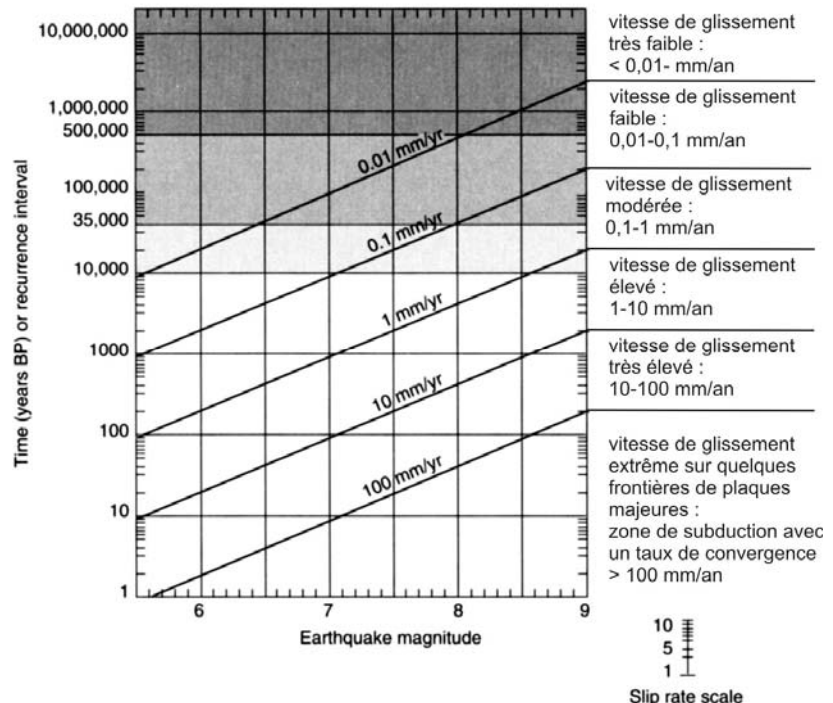
On comprend donc que la caractérisation des sources sismiques n'implique pas le même niveau d'approximation et d'hypothèses dans une région en limite de plaque ou en domaine intraplaque. Les protocoles d'évaluation de l'aléa sismique décrits au paragraphe précédent ont été mis au point dans des régions à forte sismicité où les taux de déformation sont suffisants pour que des marqueurs morphotectoniques nombreux aient une expression mesurable en surface et permettent une étude précise des sources sismiques par les méthodes géologiques et géophysiques. Les résultats obtenus pour le dimensionnement des constructions parasismiques dans des pays comme le Japon, par exemple (où les règles déterminées sont correctement appliquées) attestent de l'efficacité de la prévention (AFPS, 2002). Dans les domaines intraplaques, il en va tout autrement car la sismicité est plus faible et les failles actives, ainsi que les événements qui les ont affectés, sont plus difficiles à définir.

De nombreux auteurs ont déjà tenté une comparaison exhaustive des caractéristiques des zones de déformation intraplaque dont il est difficile de tirer profit pour la compréhension des mécanismes tant les situations sont diverses et complexes (*e.g.* Johnston, 1996). Avant de présenter mes propres travaux dans la *Deuxième* et la *Troisième Partie* de ce mémoire, je vais simplement résumer quelques uns des problèmes spécifiques ou non qui se posent actuellement dans l'étude des déformations actives en domaine intraplaque afin d'introduire le contexte des discussions ultérieures.

A- La sismicité en domaine intraplaque.

Les déformations en domaine intraplaque sont évaluées à partir de différents jeux de données : (i) les cartes de sismicité (*e.g.* <http://websismo.unice.fr/>), (ii) la carte des contraintes mondiales (<http://www.world-stress-map.org>), (iii) les cartes de mouvements en surface (*e.g.* <http://webrenag.unice.fr/>) et (iv) les données paléosismologiques (qui permettent d'avoir accès à une échelle de temps plus longue). Parmi ces différents types de données la sismicité est bien sur le plus significatif.

Figure I-10 : Relation entre vitesse de glissement long terme sur une faille, temps de récurrence et magnitude d'un séisme (d'après Slemmons et dePolo, 1986). Le champ de la sismicité modérée correspond à la partie supérieure du diagramme (en grisé) pour des vitesses de glissement comprises entre 1 et 0,01 mm/an, les temps de retour des forts séismes sont supérieurs à plusieurs milliers d'années.



D'une façon générale, les domaines intraplaques se distinguent des régions tectoniquement actives par leur faible taux de déformation d'une part et par leur faible taux d'activité sismique d'autre part : l'essentiel de l'énergie sismique est dissipé aux limites de plaques mais environ 5 à 10 % serait libérée en domaine intraplaque (Scholz, 2002). Les zones intraplaques présentant une activité sismique se trouvent à des distances variées, de quelques centaines à plusieurs milliers de kilomètres, des limites de plaque. Le plus souvent ces régions sont des zones à sismicité modérée en domaine continental (*e.g.* Johnston, 1996) ou en domaine océanique (*e.g.* Okal, 1983 ; Bergman, 1986). Elles sont principalement définies par un faible

nombre de séismes dont la magnitude n'est que rarement supérieure à 5. Elles présentent certaines caractéristiques communes :

- A la résolution des réseaux régionaux, la sismicité est généralement diffuse.
- Les profondeurs focales sont faibles (en général moins de 15 km).
- Les déformations géologiques sont distribuées de manière complexe et sur une zone étendue, surtout dans les domaines continentaux.
- Les vitesses de glissement long terme sur les failles sont difficiles à déterminer mais inférieur à 1 mm/an (Figure I-10).
- Des événements de forte magnitude ($M_w > 6$) sont observés mais avec des périodes de retour très longues, de l'ordre de plusieurs milliers ou dizaines de milliers d'années (Figure I-10).
- La notion même de période de retour est discutable dans un tel contexte. Les périodes de retour proposées concernent le plus souvent une zone sismotectonique car les failles actives sont mal définies.

B- Une sismicité le plus souvent modérée mais certains événements peuvent être forts.

D'une façon générale, les domaines intraplaques présentent un faible nombre de séismes dont la magnitude n'est que très rarement supérieure à 5. L'une des conséquences majeures de cette activité sismique modérée est que les segments de failles activés lors des séismes sont le plus souvent de faible dimension (< 1 km ; Wells et Coppersmith, 1994) avec de faibles rejets (< 10 cm) et le plus souvent la ou les ruptures n'émergent pas en surface. Il est alors difficile de définir précisément l'activité d'une faille à partir de critères géologiques (rupture de surface, morphotectonique, paléosismologie...).

Néanmoins, lorsqu'on examine la sismicité de ces régions sur une période de temps suffisamment longue, 500 ka par exemple, on observe que la magnitude moyenne déterminée sur un temps court peut être largement dépassée par quelques événements ponctuels. Par exemple, deux forts séismes ont secoué le sud de la France : le séisme Ligure du 23 février 1887 (intensité IX ; Scotti et al., 2004 ; Laurenti, 2006) qui détruisit partiellement la ville de Menton et plusieurs villages de la côte italienne (Figure I-11) et le séisme de Provence du 11 juin 1909 (intensité VIII-IX ; Lambert, 1997). Dans un passé un peu plus lointain, en 1428, le séisme de Catalogne aurait aussi atteint une intensité de IX (<http://www.sisfrance.net>) alors que cette région présente une sismicité actuelle modérée (Vogt, 1979 ; Banda et Correig, 1984).



Figure I-11 : Photo de la Ville de Diano Castello et de Menton après le séisme Ligure du 23 février 1887 (Laurenti, 1998). C'est un des plus forts séismes historiques ressenti sur la côte méditerranéenne d'Europe occidentale, sa magnitude est évaluée à au moins 6,5 (Bakun et Scotti, 2006). Ses conséquences furent terribles dans la région : plus de 600 morts et de très nombreuses destructions dans les villes et villages entre Menton et Imperia (Laurenti, 2006). Il fut aussi à l'origine d'un tsunami dont je reparlerai dans la Deuxième Partie de ce mémoire.

Un des exemples les plus édifiants de fort séisme « inattendu » est la séquence qui a affecté la région de New Madrid dans la haute vallée du Mississippi aux Etats-Unis en 1811-1812 (Johnston et Schweig, 1996). Trois séismes de magnitude estimée entre 7 et 8 (Hough et al., 2000 ; Bakun et Hooper, 2004) se sont produits dans la période allant du 16 décembre 1811 au 7 février 1812 dans une zone intraplaque stable au milieu du continent nord-américain (Figure I-12A). Malgré la forte magnitude de ces événements, il semble

que les ruptures ne soient pas arrivées en surface (masquées par l'épaisse couverture alluviale de la vallée du Mississippi) ou alors qu'elles n'aient pas été bien préservées dans ces formations peu consolidées (Schweig et Marple, 1991 ; Odum et al., 1998). Les magnitudes proposées pour ces événements sont évaluées indirectement à partir des effets induits, en particulier l'étendue de la liquéfaction du sol et la durée des vibrations, et Newman et al. (1999) suggèrent que ces magnitudes sont surévaluées. Ces événements restent néanmoins d'une puissance exceptionnelle pour cette région même si des effets de site rendent sans doute difficile leur quantification précise.

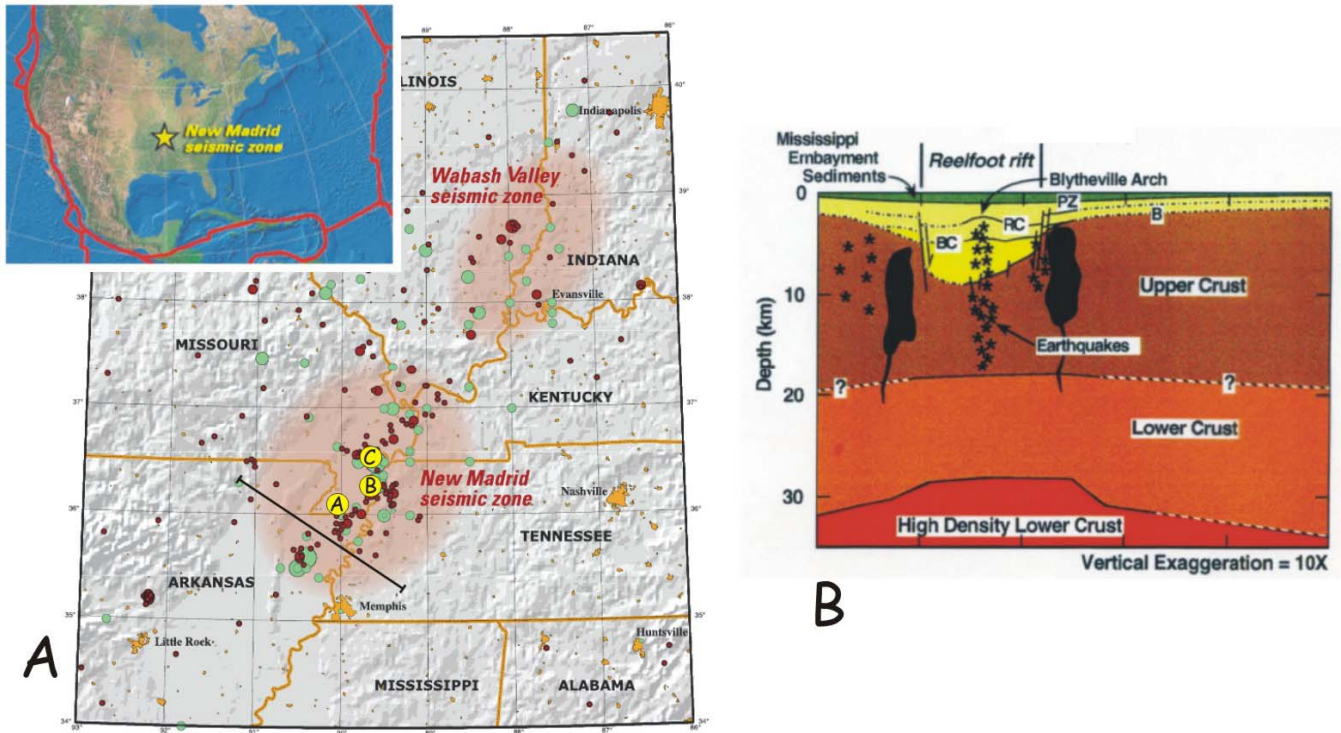


Figure I-12 : A : Sismicité de la zone de New Madrid (localisation dans l'encart). Les cercles rouges sont les épicentres enregistrés de 1974 à 2002 et les cercles verts sont les épicentres antérieurs à 1974 avec des magnitudes supérieures à 2,5. Le trait noir correspond à la coupe du B et les points jaunes aux 3 chocs principaux de la séquence de 1811-1812 : A, 16 décembre 1811 ; B, 23 janvier 1812 et C, 7 février 1812 (modifié d'après <http://pubs.usgs.gov/fs/2006/3125>). B : Coupe géologique à l'échelle crustale (modifiée d'après Braile et al., 1982) montrant la position des failles normales du rift cachées sous les formations superficielles du Mississippi (en vert).

Une activité sismique modérée est enregistrée actuellement mais aucun séisme important ne s'est produit durant le XX^{ème} siècle. Par conséquent, seule la séquence historique de 1811-1812 témoigne des fortes magnitudes possibles. La recherche de trace de séismes plus anciens, par des analyses morphotectoniques et paléosismologiques, a permis de préciser l'existence de déformations durant le Quaternaire avec un temps de retour de 400-500 ans pour les paléoséismes interprétés sur la faille de Reelfoot durant les derniers 2400 ans (e.g. Kelson et al., 1996 ; Cox et al., 2001). Cette région est vraiment exceptionnelle à plus d'un titre car les temps de retour proposés à partir des données paléosismologiques sont particulièrement courts comparé à la plupart des autres contextes intraplaques étudiés (e.g. Crone et al., 2003). Ils sont d'ailleurs discutés par Newman et al. (1999) qui proposent pour leur part un temps de retour de 2500 ans à partir de l'extrapolation des vitesses de glissement actuelles.

Ces forts tremblements de terre nécessitent l'activation de failles sur une longueur supérieure à 100 km et un hypocentre situé probablement au-delà de 20 km (Nuttli, 1983). Sous l'épaisse couverture alluviale déposée par le Mississippi se trouve un système de rift (le rift Reelfoot, Figure I-12B) qui s'est formé il y a 750 Ma puis a été réactivé il y a 200 Ma lors de l'ouverture de l'Océan Atlantique (Braile et al., 1982). Les failles qui sont réactivées actuellement sont donc des failles cachées sous les formations superficielles (e.g. Csontos et al., 2008).

Ce cas, comme de nombreux autres, témoigne de l'importance des structures héritées dans l'étude de la déformation active en domaine intraplaque et de la nécessité de bien comprendre l'histoire géologique d'une région sur plusieurs millions d'années si on veut expliquer sa déformation actuelle (e.g. Courboux et al., 2003). Il est généralement admis que les séismes intraplaques réactivent des failles préexistantes : Sykes (1978), Johnston et al. (1994) et Schulte et Mooney (2005) proposent même que l'essentiel des forts séismes ($M > 7$) intraplaques récents et actuels se produisent dans des contextes où la croûte continentale a été pré-

structurée par des déformations en extension. Cette proposition est discutable et de nombreuses exceptions sont à mentionner, comme en Mongolie par exemple (Baljinnyam et al., 1993).

En domaine intraplaque, la détermination des structures sismogéniques est souvent un problème compliqué par la méconnaissance des structures profondes et de leur géométrie (nous reparlerons de ce point dans la *Deuxième Partie* du mémoire). Les structures responsables de la zone de sismicité de New Madrid, par exemple, sont encore fortement discutées (Schweig et Marple, 1991 ; Van Arsdale et TenBrink, 2000 ; Cox et al., 2000 ; Bakun et Hopper, 2004).

La séquence sismique de New Madrid présente parmi les plus forts séismes connus dans une zone intraplaque stable mais elle est loin d'être un phénomène isolé. On peut mentionner brièvement d'autres événements forts dans des régions à déformation active faible ou modérée, par exemple :

- le séisme de Meckering (14/10/1968, $M_s=6,8$; Figure I-13) au sud-ouest de l'Australie s'est produit dans une région soumise à une activité sismique faible (Langston, 1987). Cet événement a produit une rupture de surface de 37 km de long avec un mouvement en faille inverse-dextre, un rejet vertical de 2 m et un rejet horizontal de 1,5 m. Le foyer était situé entre 2 et 6 km de profondeur. Les investigations paléosismologiques de l'escarpement de Meckering et des environs n'ont pas permis de montrer l'existence d'événements préhistoriques même si la faille qui a fonctionné en 1968 a réactivé une ancienne zone broyée et minéralisée (Clark et McCue, 2003).

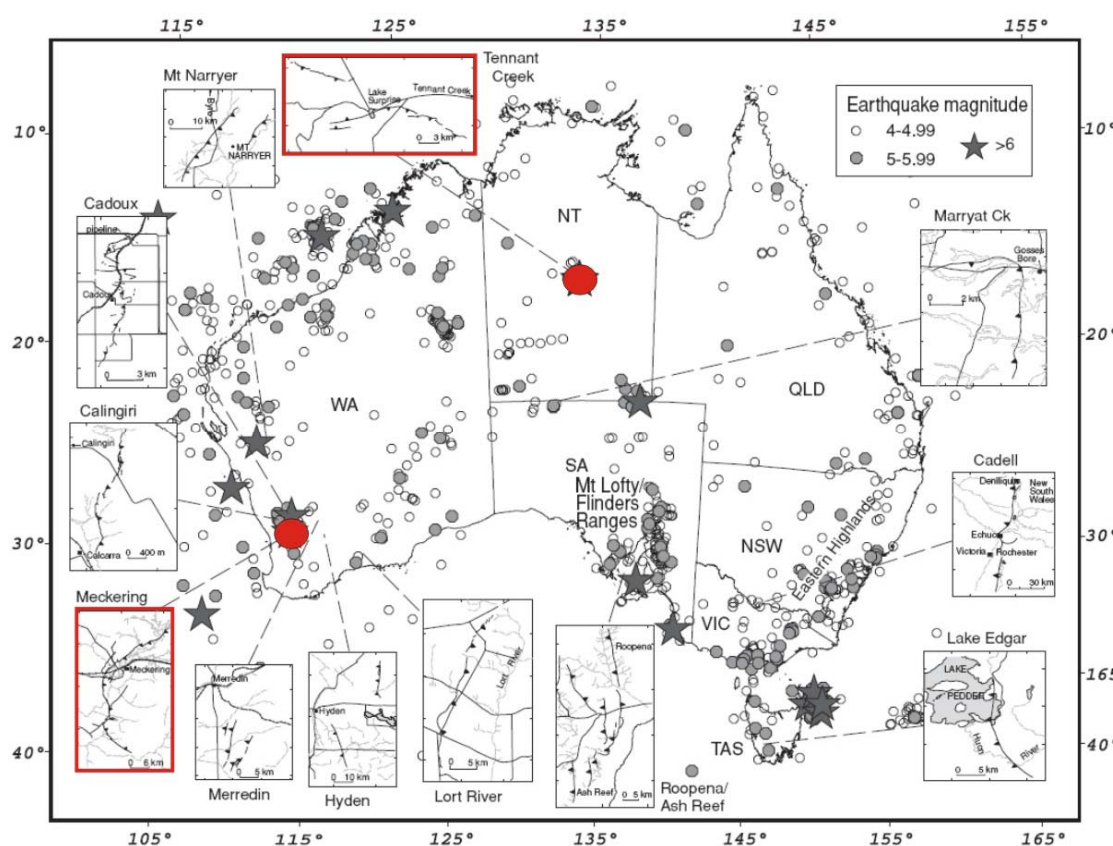


Figure I-13 : Sismicité de 1900 à 2002 en Australie (les événements de la marge nord qui ont été enlevés pour plus de clarté). Les localisations des séismes de Meckering et de Tennant Creek sont en rouges, les cartouches présentent la cartographie des ruptures de surface lorsqu'elles existent (d'après Clark et McCue, 2003).

- La séquence de Tennant Creek (22/01/1988, $M_s=6,3$; 6,4 et 6,7 ; Figure I-13) encore en Australie (au nord de la partie centrale du pays) était située dans une région réputée asismique (Bowman et Dewey, 1991). Les séismes de Tennant Creek ont produit une rupture de surface de 32 km de long avec un rejet vertical d'un mètre attestant d'une compression nord-sud assez surprenante dans cette zone. Les foyers étaient situés vers 6 km de profondeur. Au moins deux événements équivalents ont été mis en évidence dans les 50 000 dernières années par les études paléosismologiques (Crone et al., 1992).
- Dans l'est du Canada sous le golfe du Saint Laurent, la zone sismique de Charlevoix-Kamouraska est particulièrement active : environ deux cents séismes sont enregistrés chaque année. De 1978 à 1997, cinquante quatre ont excédé la magnitude 3,0 et 8 ont atteint une magnitude égale ou supérieure à 4 (Hasegawa, 1991 ; Li et al., 1995). Les profondeurs sont estimées avec un réseau local entre 8 et 20 km pour l'essentiel et jusqu'à 28 km pour certains événements (Figure I-14). Cinq séismes historiques (Doig, 1998) ont dépassé une magnitude estimée de 6 (05/02/1663, $M \sim 7$ – I=X ; 06/12/1791, $M \sim 6$ – I=VIII ; 20/10/1870, $M \sim 6$ – I=IX ; 17/10/1860, $M \sim 6$ – I=VII-IX ; 28/02/1925,

M~6 – I=VIII). La cartographie géologique et géophysique précise de cette zone montre que l'activité sismique se concentre sur les failles du paléorift du Saint Laurent (entre le bouclier canadien au nord et la chaîne des Appalaches au sud) qui ont été réactivées à plusieurs reprises depuis 300 Ma (e.g. Anglin, 1984).

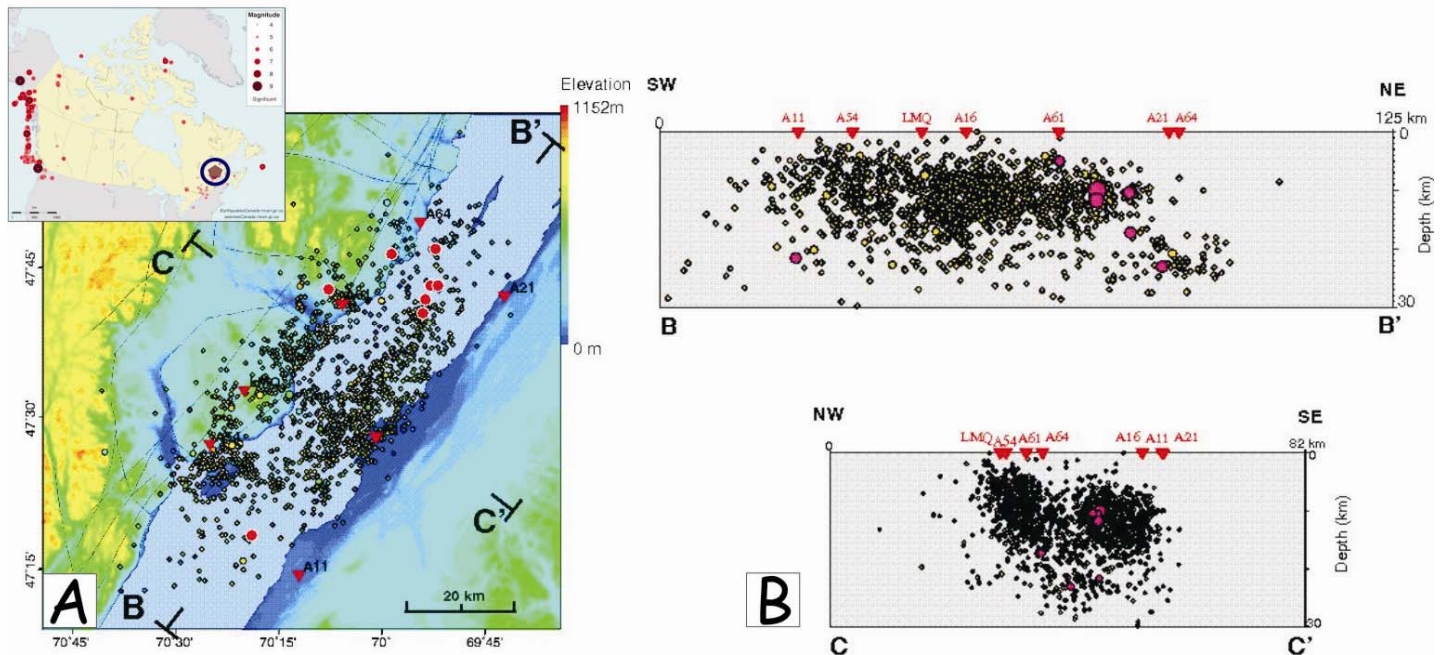


Figure I-14 : A, Sismicité de la zone de Charlevoix-Kamouraska de 1977 à 1997 (la localisation est indiquée par le symbole marron sur l'encart). Les cercles rouges correspondent aux séismes de magnitude supérieure à 4, les triangles donnent la position des sismographes et les lignes B-B' et C-C' sont les traits de coupe. B, coupes avec les positions des hypocentres (d'après http://seismescanada.rncan.gc.ca/zones/CSZ/charhypo_f.php).

- Quatre séismes de magnitude égale ou supérieure à 8 se sont produits en Mongolie au XX^{ème} siècle (Figure I-15 ; Baljinyam et al., 1993 ; Schlupp, 1996 ; Schlupp et Cisternas, 2007) : Tsetserleg (09/07/1905, Mw=7,9), Bolnay (23/07/1905, Mw=8,4), Fu Yun (11/08/1931, Mw=8,0) et Gobi Altay (12/04/1957, Mw=8,1). Ces grands séismes décrochants et décrochants-inverses ont produits des ruptures de surface de plusieurs centaines de kilomètres avec des rejets plurimétriques (e.g. Baljinyam et al., 1993 ; Kurushin et al., 1997 ; Ritz et al., 2003).



Figure I-15 : Localisation des grands séismes de Mongolie survenus durant le XX^{ème} siècle (d'après <http://earthquake.usgs.gov/research/geology/mongolia97>).

Pour le séisme de Bolnay, par exemple, l'hypocentre est estimé entre 20 km et 45 km de profondeur (Okal, 1977 ; Schlupp, 1996). Cette région d'Asie centrale est incontestablement parmi les zones intracontinentales les plus actives du monde. Le nombre d'événements enregistrés en Mongolie chaque année est important ; néanmoins en dehors de ces quatre forts séismes, l'activité sismique actuelle est

modérée (Dugarmaa et Schlupp, 2003) et les vitesses de glissement sur les failles sont de l'ordre du millimètre par an (Ritz et al., 1995 ; Calais et al., 2003). L'essentiel de l'activité sismique en Mongolie est contrôlée par des grands décrochements auxquels sont associés des segments de failles inverses (Tapponnier et Molnar, 1979 ; Kurushin et al., 1997). Les segments de failles activés correspondent là aussi à la remobilisation d'anciennes structures (Vassallo, 2006 ; Vassallo et al., 2007).

Les quelques exemples précédents ne sont bien sûr pas exhaustifs et l'histoire récente témoigne de nombreux autres cas de forts séismes inattendus dans d'autres régions à sismicité faible ou modérée comme dans le centre de l'Inde (Rajendran et Rajendran, 1999) et en Antarctique (Kreemer et Holt, 2000).

C- L'origine du chargement en contrainte dans les domaines intraplaques.

Les séismes tectoniques témoignent de la relaxation de la contrainte liée à la déformation élastique accumulée pendant la phase intersismique. Sur la période du XX^{ème} siècle, les quatre grands séismes de Mongolie ont libéré plus d'énergie sismique au milieu de la plaque Eurasie que ce qui a été libéré à la frontière des plaques Amérique du Nord et Pacifique le long de la faille de San Andreas pour la même période. Cela peut sembler paradoxal alors que le taux de mouvement mesuré en surface est bien inférieur : quelques centimètres/an en Californie (*e.g.* Feigl et al., 1993) et quelques millimètres/an en Mongolie (Calais et al., 2003). Il faut donc expliquer comment accumuler des contraintes sur des failles intraplaques avec de faibles mouvements alors qu'aux limites de plaques ces contraintes tectoniques sont périodiquement relâchées et en tout cas ne s'accumulent pas au-delà du temps de retour des séismes interplaques (< 1000 ans).

La comparaison entre les séismes aux limites des plaques et les séismes intraplaques fait apparaître que la chute de contrainte est plus forte d'un facteur 3 dans le cas des séismes intraplaques (Figure I-16A ; Scholz et al., 1986 ; Scholz, 1994). Il est donc tentant de relier directement la valeur de la chute de contrainte aux longs temps de retour des séismes intraplaques qui permettraient un chargement plus important, peut-être en relation avec les processus de colmatage-cicatrisation des failles (Figure I-16B ; Marone, 1998 ; Fukuyama et al., 2004 ; Li et al., 2006 ; Claesson et al., 2007). Cette proposition est discutée par la communauté ; elle ne rend pas compte des temps de retour courts comme il est proposé dans la zone de New Madrid (Kelson et al., 1996 ; Cox et al., 2001) mais ces temps courts sont plutôt des exceptions en domaine intraplaque ou alors ils correspondent à une période particulière dans l'histoire long terme de la faille, j'en reparlerai à la fin de cette partie.

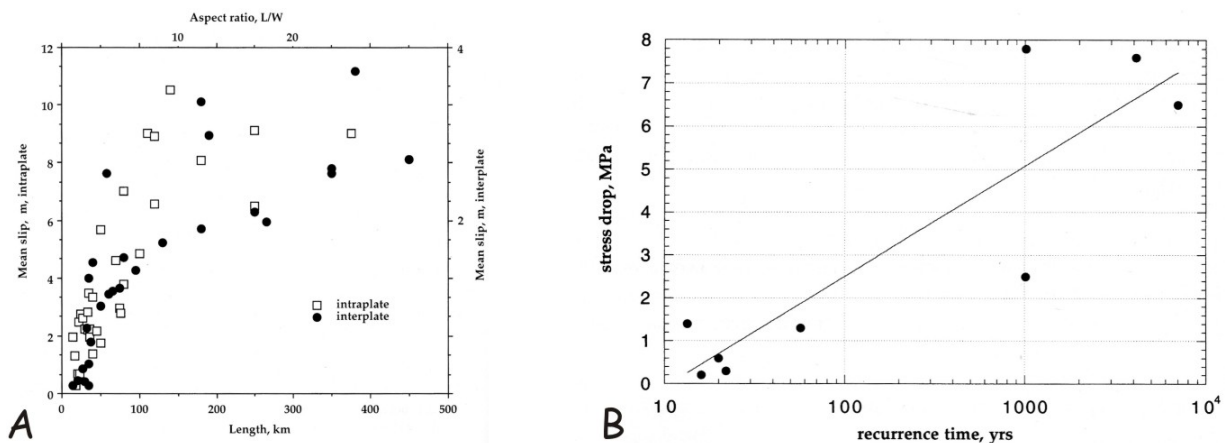


Figure I-16 : A, Glissement moyen et longueur des ruptures pour des forts séismes intraplaques et en limite de plaque (d'après Scholz, 1994). B, Chute de contrainte en fonction du temps de retour pour des séismes en décrochement de magnitude similaire (Scholz, 2002).

Les processus évoqués ci-dessus contrôlent en partie la friction sur le plan de faille et donc la capacité à accumuler des contraintes. Le problème de la friction est un élément majeur de la discussion, néanmoins je ne l'aborderai pas dans ce mémoire car c'est un domaine de recherche complexe pour lequel je renvoie le lecteur à la bibliographie (*e.g.* Scholz, 1998). Je signalerai simplement que les travaux expérimentaux sur la friction sont particulièrement avancés (*e.g.* Byerlee, 1978 ; Marone, 1998) mais que j'ai du mal à comprendre le passage entre ces travaux de laboratoire sur des structures homogènes et l'échelle naturelle d'une faille de plusieurs milliers de km² sur laquelle la friction n'a aucune raison d'être égale partout dans l'espace ni dans le temps. De plus, les coefficients de friction déterminés expérimentalement sont le plus souvent trop élevés quand on cherche à les appliquer sur l'ensemble de la surface d'une faille.

Cet état exigerait alors un niveau de contrainte bien supérieur à ce qui est mesuré sur le terrain pour que la faille soit activée (Jacques Angelier, com. pers.).

D'un point de vue général, le rôle de l'évolution dans le temps du comportement mécanique des failles et l'influence de leur segmentation sont au cœur de nombreuses études actuelles. A partir de l'analyse de 250 séismes de magnitude supérieure à 6 en Asie, en Turquie, dans l'ouest américain et au Japon, Manighetti et al. (2007) montrent que la résistance des failles à la rupture dépend de leur maturité structurale. La maturité structurale contrôle la friction sur le plan de failles ; elle est difficile à définir précisément mais elle est fonction de l'évolution géologique (histoire long terme des glissements successifs sur la faille, position des barrières et des aspérités, géométrie de la segmentation, colmatage-cicatrisation du plan...). Ces observations et statistiques récentes indiquent une plus grande variabilité de la chute de contrainte et du glissement que ce qui était proposé auparavant. Cette variabilité dépendrait du nombre de segments activés lors d'un événement et le nombre de segments activés dépendrait de la géométrie et de la résistance des zones intersegments. Ainsi des failles de même longueur présenteraient des valeurs de glissement différentes : les failles « mature » produisant plutôt des ruptures longues avec des glissements plus faibles (de 4 à 7 m) et les failles immatures produisant plutôt des ruptures courtes avec des glissements jusqu'à 15 m (Figure I- 17).

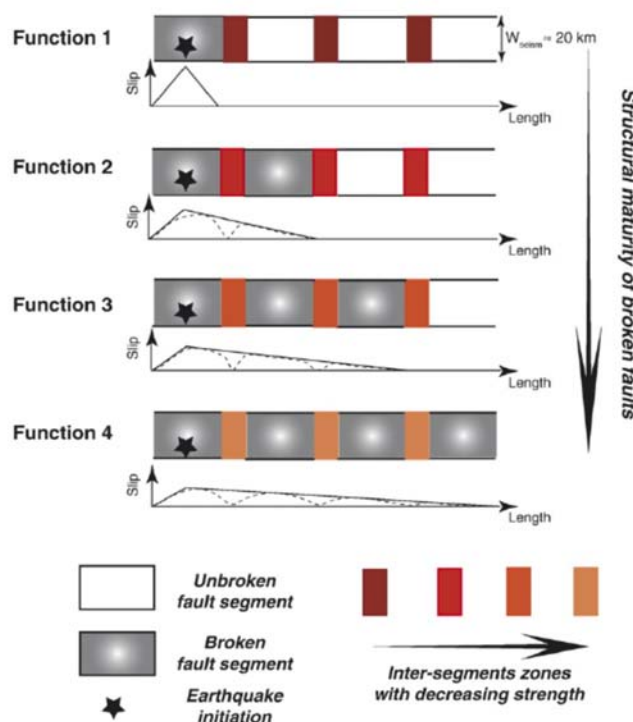


Figure I-17 : Relation entre la longueur de rupture, la quantité de glissement et la maturité structurale des failles (d'après Manighetti et al., 2007). Le nombre de segments de faille rompus augmente avec le degré de maturité structurale car, dans le scénario proposé, les zones intersegments ont une résistance d'autant plus faible que la faille est mature. La forme du profil et l'amplitude du glissement varie en conséquence.

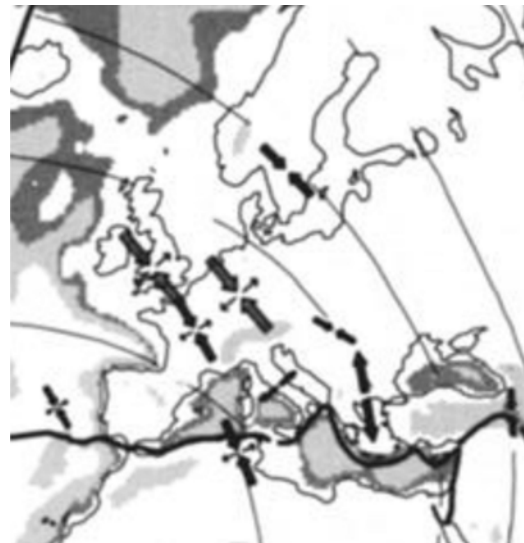
Dans les domaines intraplaques, l'origine du chargement en contrainte à long terme permettant des ruptures significatives de la croûte terrestre est une question ouverte. Ces contraintes ne semblent pas pouvoir être simplement et directement reliées aux mouvements de la lithosphère et aux processus à l'œuvre aux frontières des plaques (Scholz, 2002). Pour chaque cas, plusieurs hypothèses sont souvent proposées et les consensus sont rares. Les principales pistes évoquées sont les suivantes (on trouvera une revue exhaustive de l'origine des contraintes dans la lithosphère dans l'ouvrage de Turcotte et Schubert, 2002) :

1. Les forces aux limites de plaques

Les contraintes tectoniques sont propagées depuis les limites de plaque vers les domaines intraplaques car la lithosphère rigide est un guide de contrainte en champ lointain (e.g. Sykes, 1978). Zoback (1992) montre ainsi qu'en domaine intraplaque, la contrainte principale horizontale (SHmax) est le plus souvent compressive et son orientation semble largement contrôlée par la géométrie des limites de plaque et la cinématique. Cette situation résulterait principalement de la poussée aux dorsales océaniques (« ridge push ») et de la poussée dans les zones de collision continentale. Néanmoins, il existe de nombreuses perturbations dues à des processus locaux : en Europe, on peut citer la rotation du bloc apulien ou la subduction égéenne qui contrarient largement le régime compressif général prévalant dans l'ouest de la plaque Eurasie (Müeller et al., 1997 ; Figure I-18).

Par rapport à ce schéma d'ensemble à l'échelle des plaques, Müller et al. (1992) et Rébaï et al. (1992) ont montré que les directions du champ de contrainte ouest européen sont perturbées au voisinage des Alpes : les directions de SH_{max} sont perpendiculaires au front alpin et suivent la courbure de la chaîne. Cette forme radiale est interprétée diversement et l'une des hypothèses est qu'elle résulterait de la convergence, supposée toujours active avec la microplaque Adriatique (Illies, 1975 ; Vialon et al., 1990). Je reparlerai de ce cas précis dans la *Deuxième Partie* du mémoire.

Figure I-18 : Schéma généralisé des directions de contrainte dans le domaine intraplaque européen (extrait de la figure 4 de Zoback, 1992). La frontière entre la plaque Afrique et la plaque Eurasie est indiquée par le trait gras noir et les fines lignes noires représentent la direction du mouvement absolu des plaques. Les grosses et les petites flèches donnent l'orientation de SH_{max} et Sh_{min} respectivement.



Un autre exemple de déformation intraplaque directement relié à la tectonique globale concerne les grands séismes de Mongolie précédemment cités. Ils se sont produits à plusieurs milliers de kilomètres de la frontière de collision Inde-Eurasie et ils sont néanmoins attribués à la propagation de la déformation vers le nord depuis la limite de plaques (e.g. Molnar et Tapponnier, 1975 ; Jolivet et al., 2007). Compte tenu des mouvements mesurés par GPS, Calais et al. (2003) propose que 15% de la convergence Inde-Eurasie soit accommodée par un raccourcissement N-S en Mongolie qui serait à l'origine de ces déformations.

D'un point de vue global, Wdowinski (1998) propose des modèles qui établissent un lien clair entre le premier ordre de la déformation intraplaque et les forces agissant sur les limites des plaques. Dans ces modèles, le comportement de la lithosphère, considérée comme un milieu élastique continu, impose de fait le rôle primordial des forces aux limites. Cette question du comportement rhéologique de la lithosphère est centrale mais ce comportement, qui dépend en partie de son épaisseur, de sa composition et du flux de chaleur n'est certainement pas homogène et sans doute plus complexe qu'un comportement élastique simple (e.g. Cloetingh et Burov, 1996 ; Ranalli, 2003 ; McKenna et al., 2007).

2. Les forces de volume

De nombreux auteurs ont démontré que les variations d'épaisseur de la croûte (la topographie et sa compensation en profondeur, par exemple) ainsi que les variations d'épaisseur du manteau lithosphérique peuvent contrôler localement la déformation. Fleitout et Froidevaux (1982), par exemple, proposent d'expliquer le champ de contrainte radial dans les Alpes par l'effet de la racine de manteau lithosphérique froid plongeant jusqu'à 200 km sous l'axe de la chaîne. Mareschal et Kuang (1986) montrent que la combinaison d'une topographie de +1000 m à -200 m avec une variation d'épaisseur crustale de 50 à 20 km entre les Appalaches et la marge continentale induit des contraintes suffisantes pour être à l'origine de la sismicité observée dans cette région.

Les forces de volume produites par les hauts reliefs génèrent elles aussi un champ de contrainte local indépendant du mouvement des plaques (e.g. Molnar et Lyon-Caen, 1988 ; Liu et Zoback, 1992). Parmi les modèles proposés, le cas de l'étalement gravitaire du Tibet est sans doute le plus explicite (England et Houseman, 1989 ; Molnar et Lyon-Caen, 1989). L'étalement de la croûte épaissie pourrait ainsi, dans certaines conditions, produire du raccourcissement au pied des reliefs. Ce champ de contraintes compressives « locales » résulte d'un équilibre dynamique entre les forces de volume et les forces aux limites qui est contrôlé par la cinématique, l'état thermique et les possibilités de découplage dans la croûte (Sibson, 1983 ; Mueller et al., 1997 ; Grocott et al., 2004).

Un modèle assez proche est proposé pour les Alpes occidentales et centrales. Delacou et al. (2004) montrent la corrélation entre le régime de déformation et la topographie de la chaîne (Figure I-19) et ils

concluent sur le contrôle de la déformation actuelle principalement par les forces de volume dues à la topographie.

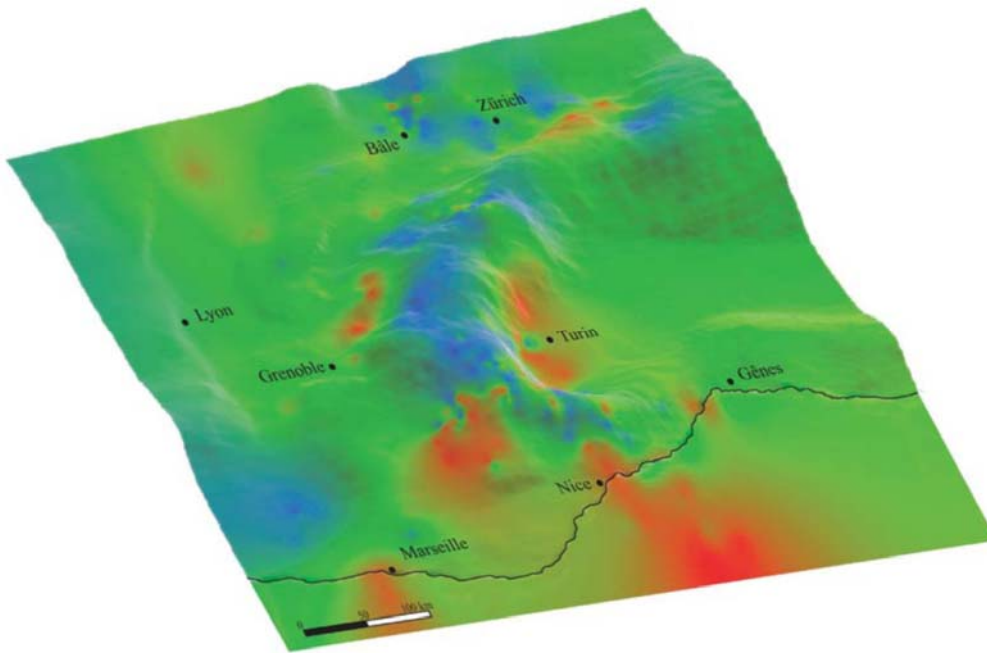


Figure I-19 : Carte du régime de déformation dans les Alpes occidentales drapée sur un modèle numérique de topographie. Ce travail de Delacou et al. (2004) met en évidence la corrélation entre, d'une part, les régions présentant un régime de déformation extensif (en bleu) et les zones à topographie élevée et, d'autre part, les régions présentant un régime de déformation compressif ou transpressif (en rouge) et les zones à topographie basse au pied de la chaîne.

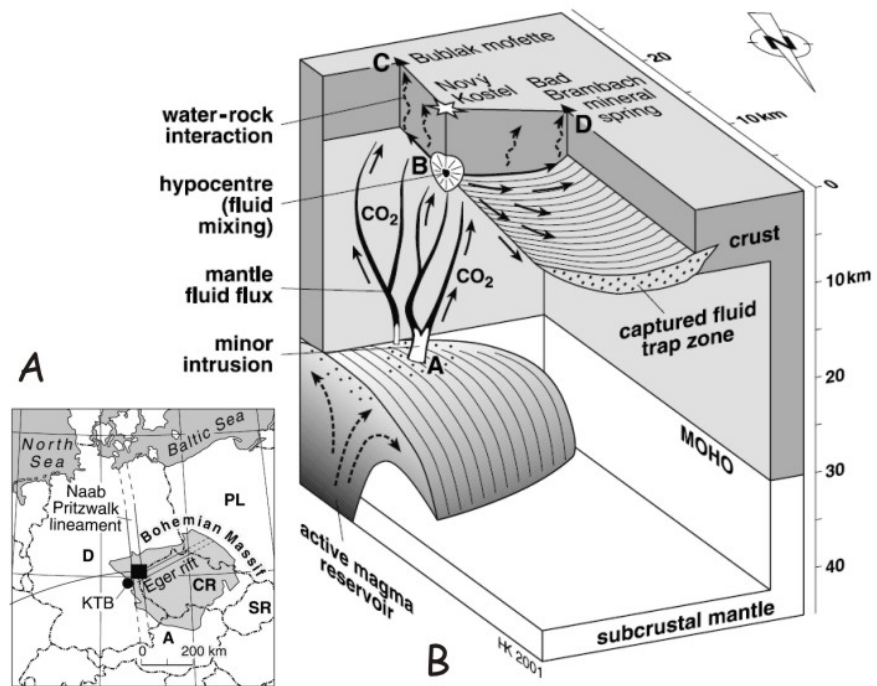
3. Les variations de pression de fluides

L'augmentation de la pression de fluide dans les roches abaisse le seuil de rupture des matériaux (e.g. Byerlee, 1993 ; Sibson 1994 ; Scholz, 2002). Dans la croûte terrestre les zones de faille présentent le plus souvent une forte porosité et une forte perméabilité (Wibberley et al., 2008), par conséquent ce sont des drains privilégiés le long desquels la pression de fluide varie (e.g. Sibson et al., 1986b ; Guillaumeou et al., 1994 ; Boncio, 2008). De nombreuses hypothèses sont proposées concernant le lien entre les variations de pression de fluides et le déclenchement des séismes mais les preuves directes sont rares car on connaît mal la distribution des pressions dans les zones de faille et leurs variations dans le temps (Lockner et Byerlee, 1994 ; Muir Wood, 1994 ; Matthäi et Roberts, 1997). Les quelques observations disponibles montrent que les variations des flux d'eau et de gaz (CO_2 , H_2S , Ra) sont grandes d'un séisme à l'autre et ne dépendent pas simplement de la magnitude de l'événement, de sa profondeur ou de son mécanisme au foyer (van Balen et Skar, 2000 ; Woith et al., 2005).

Des efforts sont fait actuellement dans le cadre des grands forages continentaux pour accumuler les observations directes : des expériences d'injection de fluide dans le forage KTB en Allemagne ont démontré l'influence de l'augmentation de la pression de fluide sur le déclenchement des séismes (e.g. Zoback et Harjes, 1997 ; Baisch et al., 2002). Les mesures réalisées montrent que des séismes sont déclenchés vers 8 km de profondeur par une très faible variation de la pression de fluide (<1 MPa), ce qui représente environ 1% de la pression hydrostatique ambiante. Ce résultat signifie que dans cette région intraplaque la croûte est en état critique, à des valeurs de contrainte très proches de la rupture. L'état de contrainte régional semble effectivement jouer un rôle prépondérant puisque les axes P déterminés à partir des mécanismes au foyer de ces séismes sont cohérents avec la direction de la contrainte principale maximum (Jost et al., 1998). Le programme de forage SAFOD à travers la faille de San Andreas devrait aussi apporter des informations de premier ordre sur la relation fluides-contraintes-séismes mais dans ce cas le long d'une limite de plaque (<http://safod.icdp-online.org>).

Malgré les difficultés mentionnées, des cas « naturels » de lien direct entre variations de pression de fluide et séismes sont aussi établis : par exemple en Bohême le long du rift Eger (une des grandes structures du système de rifts ouest européens formés au Cénozoïque) des essaims de séismes de faible magnitude sont périodiquement enregistrés (Neunhöfer et Hemmann, 2005) alors que les déformations en surface mesurées par la géodésie sont négligeables (Spicak et al., 1997). A partir d'analyses isotopiques $^3\text{He}/^4\text{He}$ et $^{13}\text{CO}_2$, Bräuer et al. (2003) proposent que des fluides générés par une activité magmatique à la base de la croûte du rift Eger migrent et s'accumulent à la base de la zone sismogénique (Figure I-20). C'est le relâchement périodique de ces fluides, du à la rupture de barrières de perméabilité dans la croûte par augmentation de la pression, qui serait à l'origine de la sismicité enregistrée.

Figure I-20 : A, Localisation du rift Eger dans le Massif de Bohême (Allemagne) et du forage KTB. B, Schéma illustrant l'origine des fluides magmatiques riches en CO₂ en provenance du manteau (A), la percolation à travers la croûte, le piégeage par une barrière de perméabilité vers 10 km de profondeur (B, c'est là que l'augmentation de pression serait à l'origine des essaims de sismicité et le dégazage en surface (C et D), d'après Bräuer et al. (2003).



Les fluides d'origine profonde ne sont pas les seuls mis en cause. En effet, différentes études mettent en évidence une corrélation entre les précipitations et des pics de sismicité. Certains auteurs proposent que les fluides météoriques percolent par les fractures de la croûte jusqu'à la zone sismogénique et contribuent ainsi à l'augmentation de la pression de fluide jusqu'au déclenchement de la rupture (Roth et al., 1992 ; Audin et al., 2002 ; Bettinelli et al., 2008). Le mécanisme proposé dans ce cas est le même que pour les expériences d'injection en forage (Zoback et Harjes, 1997 ; Baisch et al., 2002).

4. Réponse isostatique au chargement-déchargement de la lithosphère

Les surcharges sédimentaires sur les marges continentales et les décharges de la surface par la fonte des calottes glaciaires sont à l'origine de contraintes dites « flexurales ». Par exemple, la décharge de la lithosphère due à la fonte rapide des dernières calottes glaciaires entre -18 et -10 ka produit une relaxation dans l'asthénosphère visqueuse, à l'origine du rebond isostatique post-glaciaire, et une modification de l'état de contrainte dans la lithosphère (e.g. Lambeck et al., 1998). En réponse à la décharge, la flexure de la lithosphère modifie l'orientation et la valeur des contraintes et pourrait ainsi être à l'origine de déformations sismiques (e.g. Mörner, 1978 ; Walhström, 1993 ; Arvidsson, 1996 ; Muir-Wood, 2000 ; Wu et al., 2002). Cependant, l'intensité de ces modifications est très dépendante de la rhéologie de la lithosphère et donc de conditions locales qui sont souvent peu connues (e.g. Stein et al., 1989 ; Wolf, 1993). Ce mécanisme couplant la déglaciation à la sismotectonique est souvent proposé pour expliquer la sismicité intraplaque en Europe septentrionale et en Amérique du Nord, par exemple. Sur la marge de Norvège, Stein et al. (1989) montrent que les contraintes flexurales induites par la déglaciation peuvent (i) rendre compte de la sismicité et que (ii) l'interaction avec les contraintes dues à la poussée à la ride Atlantique pourrait même être à l'origine de la répartition des déformations : séismes en faille inverse au large et séismes en faille décrochante et normale sur la côte. Au Canada, la forte sismicité de la zone de Charlevoix-Kamouraska (Figure I-14), le séisme du Grand Banc à Terre Neuve (18/11/1929, Ms=7,2) et le séisme de la Baie de Baffin en 1933 (20/11/1933, Ms=7,3) sont régulièrement attribués à la déglaciation (Anglin, 1984 ; Hasegawa, 1991 ; Bent, 1995 et 2002).

Les modifications du champ de contrainte issues de la déglaciation pourraient même être à l'origine de déformations des zones fortement éloignées de la paléo-calotte glaciaire. C'est une des hypothèses proposées pour les séismes de New Madrid (1811-1812) par Grollmund et Zoback (2001). Le paléo-front de la calotte würmienne étant situé à plus de 1000 km au nord, ils proposent un modèle rhéologique permettant de transmettre les contraintes flexurales sur une aussi grande distance tout en admettant que c'est un point discutable (James et Bent, 1994). A partir de mesures GPS continues sur le territoire nord-américain, Calais et al. (2006) confirment l'existence de déformations mesurables à plusieurs milliers de kilomètres de la paléo-calotte. Ces déformations sont cohérentes avec ce qui est attendu en réponse au réajustement isostatique postglaciaire mais elles restent très faibles, je reparlerai de ce point pour l'Europe occidentale dans la Deuxième Partie du mémoire.

5. L'héritage structural

L'héritage structural se traduit par des hétérogénéités structurales et rhéologiques à l'échelle de la croûte et de la lithosphère. Cet héritage est en particulier important dans les domaines continentaux qui ont une longue histoire géologique. Il est certain que les zones de faiblesse mécanique jouent un rôle majeur dans la localisation de la déformation bien qu'il ne soit pas toujours évident de relier un événement sismique à une faille donnée dans des régions où l'héritage est important (Figure I-21). La réactivation des failles anciennes est clairement démontré depuis longtemps, entre autre, pour les grands séismes de Mongolie (Baljinyam et al., 1993 ; Vassallo, 2006), pour la zone de New Madrid (Braile et al., 1982 ; Van Arsdale et TenBrink, 2000 ; Cox et al., 2001) et pour la zone de Charlevoix-Kamouraska au Canada (Anglin, 1984 ; Hasegawa, 1991), par exemple.

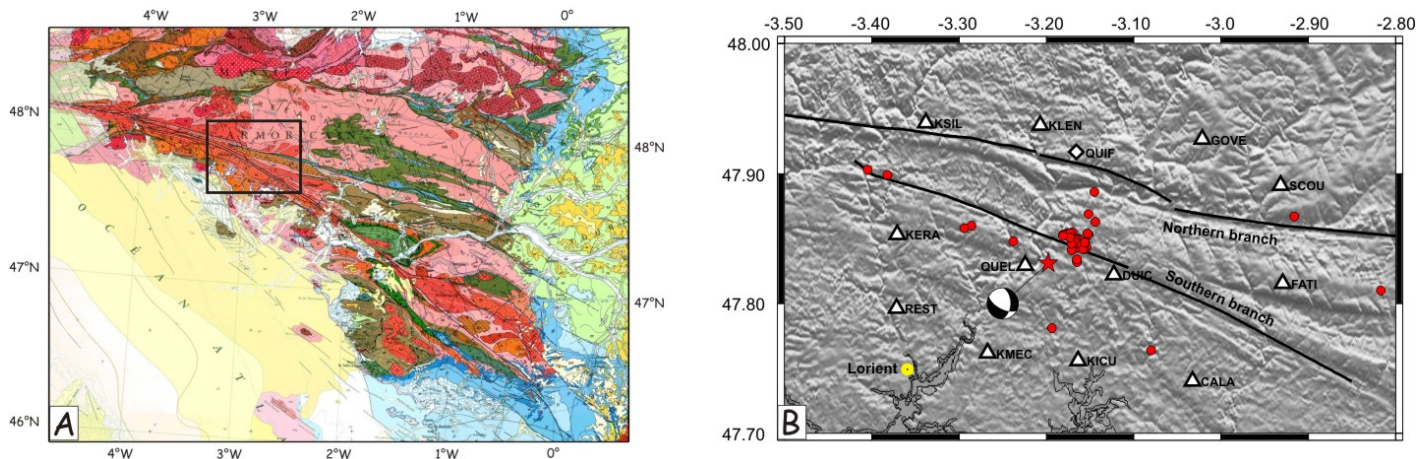


Figure I-21 : A, Carte géologique de la partie sud du Massif Armoricain (extrait de la carte géologique de France au 1/1 000 000, B.R.G.M.), le rectangle noir correspond à l'emprise de B. B, Topographie ombrée de la région de Lorient (données Gtopo30) : épipcentre (étoile rouge) et mécanisme au foyer du séisme de Lorient (30/09/2002, Mw=4,3). La trace des deux branches du cisaillement sud-armoricain est en noir, les ronds rouges correspondent aux localisations des répliques de ce séisme (d'après Perrot et al., 2005). Ce grand système de faille dextre a été formé lors de l'orogénèse varisque (450-300 Ma). C'est une zone de faiblesse majeure à l'échelle régionale qui traverse la croûte et probablement la lithosphère. A partir de l'analyse sismologique, Perrot et al. (2005) proposent un plan de faille N135E à pendage 60°S et la reconstitution 3D des structures permet d'envisager que soit un segment de la branche nord du cisaillement sud-armoricain qui ait été réactivé lors de cet événement.

L'héritage structural est parfois mentionné comme l'une des causes de la sismicité intraplaque. C'est évidemment une donnée essentielle à prendre en compte pour comprendre la localisation de la sismicité mais cela n'apporte pas pour autant de réponse simple pour expliquer la genèse périodique de séismes sur de longues périodes de temps.

L'héritage structural ne se limite pas aux failles : Bott et Dean (1972) et Artyushkov (1973) proposent qu'une partie des contraintes dans la lithosphère soit due aux différences d'épaisseur et aux contrastes latéraux de densité dans la croûte héritées de leurs histoires antérieures. Sykes (1978) fait lui aussi appel aux hétérogénéités structurales et rhéologiques pour expliquer l'origine des contraintes en domaine intraplaque. Il propose d'expliquer les contraintes compressives observées dans de nombreuses zones intracontinentales par des processus profonds tels que le refroidissement et l'épaississement de la lithosphère continentale au voisinage des marges et/ou par la concentration de contraintes dans les zones de variation abrupte d'épaisseur de la lithosphère. Depuis, les propositions dans ce domaine ne manquent pas : pour la zone de New Madrid par exemple, Grana et Richardson (1996) font l'hypothèse que la masse dense située sous le paléo-rift de Reelfoot induit une concentration de contrainte à l'origine de la sismicité observée et Liu et Zoback (1997) proposent qu'un taux anormalement élevé de déformation ductile dans la croûte inférieure et le manteau supérieur (en relation avec un fort flux de chaleur) soit l'origine de cette sismicité intraplaque. Enfin, Pollitz et al. (2001) combinent les deux propositions en considérant que la masse dense située dans la croûte inférieure, sous la zone sismique la plus active, s'enfonce à cause de l'affaiblissement de la croûte inférieure et déforme la croûte supérieure élastique qui réagirait de façon cyclique.

6. Les « conversations entre séismes » (Stein, 2003)

Plusieurs cas de séismes survenant en « cascade », sur une même faille ou sur des failles voisines, ont été décrits comme des événements couplés. La compréhension des couplages possibles entre les

événements sismiques, et leurs éventuels déclenchements en cascade plutôt que comme des événements isolés, est bien sur un élément important pour estimer le potentiel sismique d'une faille.

Les forts tremblements de terre interagissent avec leur environnement : les contraintes relâchées lors d'un séisme déchargent la zone de glissement mais peuvent charger les segments de faille adjacents ou d'autres failles en site proche. Le modèle de la contrainte de Coulomb explique la géométrie des zones rechargées dans lesquelles le transfert de contraintes co-sismiques renforce la potentialité d'occurrence d'un séisme (King et al., 1994). Ce modèle rend compte, par exemple, des données historiques de la cascade de séismes qui s'est produite le long de la faille nord anatolienne depuis 1939 (e.g. Stein et al., 1997).

Le fondement de cette idée est que lors d'un séisme des contraintes sont transférées dans la croûte élastique. C'est donc un modèle tentant pour expliquer le déclenchement de séismes en cascade dans les domaines intraplaques, comme la zone de New Madrid par exemple (Hough et al., 2003). Cependant, la valeur de la perturbation de contrainte diminue dans l'espace et devient quasi nulle à quelques centaines de kilomètres. Le transfert de contraintes co-sismiques semble donc pouvoir expliquer surtout ce qui se passe autour de la faille principale.

Un autre mécanisme de « conversation » est proposé dans la période du temps co-sismique (quelques heures à quelques jours) : les vibrations émises par la rupture se propagent avec des amplitudes qui décroissent plus lentement avec la distance et qui induisent des déformations encore significatives à mille kilomètres. Dans ce cas la zone d'influence du séisme principal est considérablement étendue et passe à l'échelle d'un domaine intraplaque ; par contre son influence dans le temps reste au maximum de quelques jours après le passage de la perturbation (e.g. Gromberg et al., 2001).

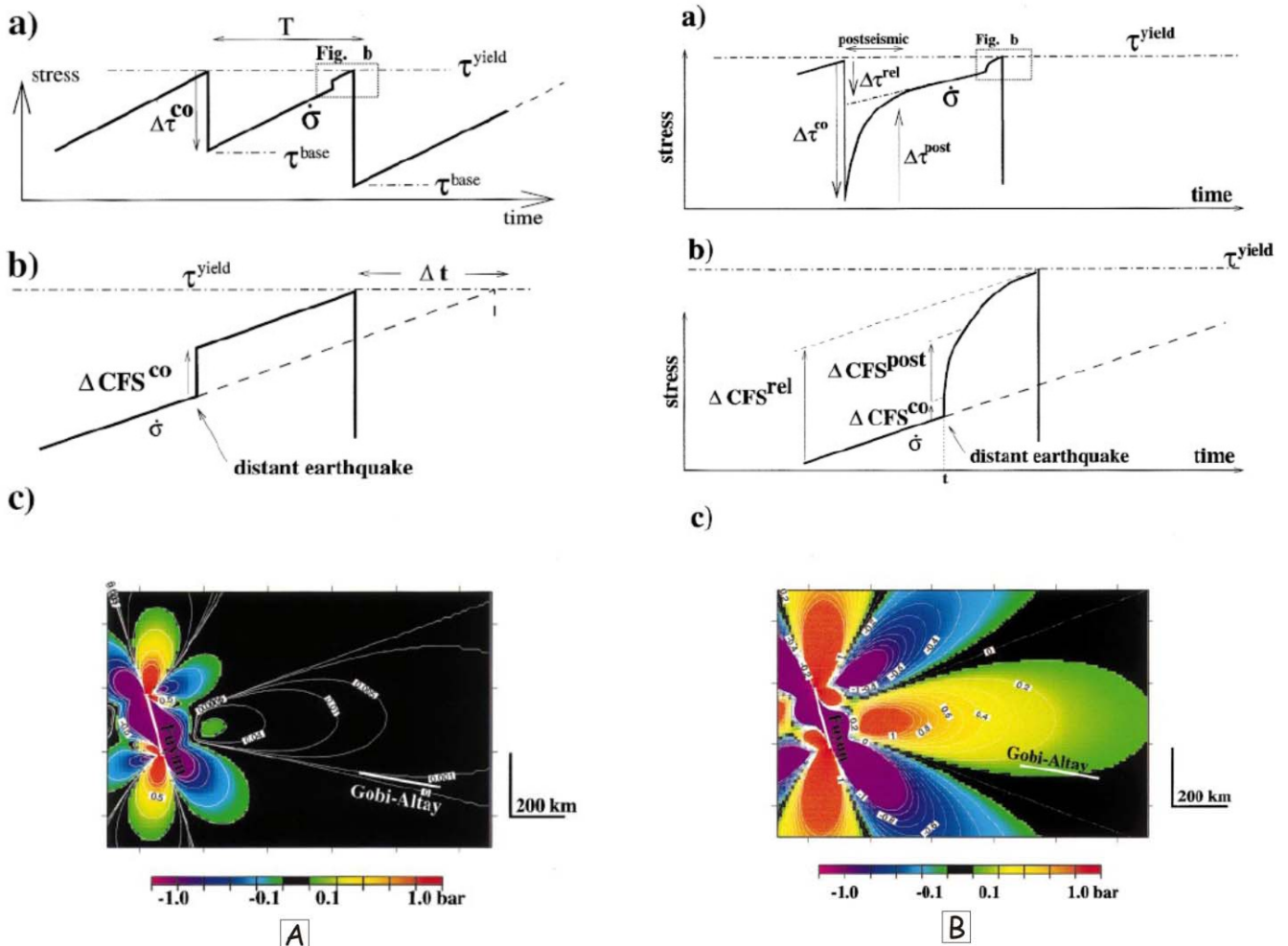


Figure I-22 : A, Cycle des contraintes sur une faille en relation avec le transfert de contraintes élastiques co-sismique : (a) l'évolution locale des contraintes est contrôlée par le taux de chargement $\dot{\sigma}$ et par la chute de contrainte $\Delta\tau^{\text{co}}$, (b) un séisme distant induit un changement de contrainte co-sismique $\Delta\text{CFS}^{\text{co}}$ instantané qui entraîne une « avance d'horloge » Δt dans le cycle sismique, (c) la cartographie du transfert de contrainte co-sismique induit par le séisme de Fu Yun (1931) sur la faille du Gobi Altay montre que ce transfert est négligeable à la distance du Gobi Altay. B, Cycle des contraintes sur une faille en relation avec le transfert de contraintes viscoélastiques post-sismique : (a) la chute de contrainte $\Delta\tau^{\text{co}}$ évolue progressivement vers la valeur $\Delta\tau^{\text{rel}}$ durant la relaxation post-sismique, (b) un séisme distant induit un transfert de contrainte co-sismique instantané $\Delta\text{CFS}^{\text{co}}$ auquel se superpose progressivement le transfert de contrainte post-sismique $\Delta\text{CFS}^{\text{post}}$ pour donner le transfert de contrainte total $\Delta\text{CFS}^{\text{rel}}$ (après la

relaxation complète de la croûte inférieure) qui entraîne aussi une avance d'« horloge », (c) la cartographie du transfert de contrainte post-sismique montre que le séisme de Fu Yun pourrait avoir eu une influence sur le déclenchement du séisme du Gobi Altay à 26 ans d'intervalle (d'après Chéry et al., 2001).

L'amélioration des mesures de déformation par géodésie spatiale a permis de mettre en évidence des déformations post-sismiques significatives durant les années qui suivent les forts tremblements de terre (Nur et Mavko, 1974 ; Pollitz et al., 2000). Contrairement aux transferts de contraintes co-sismiques, la relaxation des contraintes post-sismiques est transmise par la croûte inférieure et le manteau viscoélastiques (e.g. Deng et al., 1998). Ce transfert est plus lent, il se fait sur des distances beaucoup plus grandes et le rechargement des zones sismogéniques environnantes se prolonge durant plusieurs dizaines d'années (e.g. Calais et al., 2002). Chéry et al. (2001) ont proposé que la relaxation des contraintes post-sismiques pourraient être à l'origine de la succession des grands séismes de Mongolie au XX^{ème} siècle (Figure I-15) : Bolnay (23/07/1905, Mw=8,4), Fu Yun (11/08/1931, Mw=8,0) et Gobi Altay (12/04/1957, Mw=8,1). Bien que les épicentres soient situés à plusieurs centaines de kilomètres les uns des autres et que plusieurs dizaines d'années les séparent, la modélisation de la relaxation des contraintes post-sismiques atteste de la possibilité que ces événements soient couplés (Figure I-22).

D- Quelques points de discussion sur la sismicité intraplaque.

Il est clairement démontré depuis un certain temps que la déformation intraplaque dans les zones stables se fait à des vitesses très faibles (Argus et Gordon, 1996) ; l'essentiel des domaines intraplaques est par conséquent asismique. Néanmoins, certaines régions comme l'Europe occidentale et l'Asie Centrale, dont il sera question dans la *Deuxième* et la *Troisième Partie* du mémoire, ne sont pas des domaines intraplaques stables et présentent une activité modérée avec parfois des événements sismiques forts.

La lecture des paragraphes précédents montre qu'on ne comprend pas encore complètement pourquoi et comment l'intérieur des plaques se déforme et la relation entre ces déformations et la tectonique globale. Bien que de nombreux éléments restent obscurs et discutés, certains exemples mettent en lumière plusieurs points particuliers :

(i) Le taux d'activité sismique des domaines intraplaques est variable d'une région à l'autre. Même si il est toujours faible comparé aux régions interplaques, il est souvent proposé que des différences significatives existent entre d'une part des domaines intraplaques avec une activité modérée comme le centre et l'est de l'Amérique du Nord et l'Europe occidentale par exemple, et d'autre part des domaines intraplaques stables à très faible activité, comme en Inde et en Australie, par exemple. Dans les deux cas des événements forts mais rares peuvent se produire, c'est plutôt au niveau de l'activité microsismique que la différence est établie. Cette vision est bien sur actuelle et mériterait d'être discutée sur des temps longs.

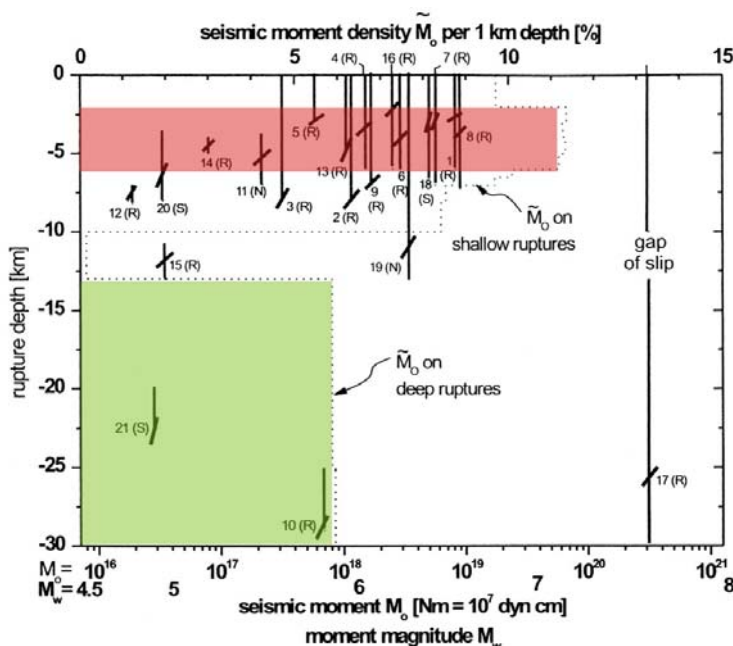


Figure I-23 : Relation entre l'extension verticale de la rupture (lignes verticales), la profondeur focale et le moment sismique (M_0) pour 21 séismes intraplaques (Klose et Seeber, 2007). Les lignes obliques indiquent la profondeur focale et l'angle du plan de faille ; les lettres R, S, N indiquent la cinématique de la faille (inverse, décrochante ou normale respectivement). La ligne en pointillés montre la densité du moment sismique M_0 en % par km de profondeur. La densité du moment sismique représente le cumul de l'énergie libérée, elle dépasse 10 % entre 3 et 7 km de profondeur (domaine en rouge) alors qu'elle n'est que de 5 % entre 15 et 25 km (domaine en vert). Les numéros 1-8 (Australie), 9-15 (Amérique du Nord), 16-17 (Asie), 18-19 (Afrique) et 20-21 (Europe) correspondent aux failles étudiées dans différentes régions.

(ii) La profondeur des hypocentres dépasse rarement 20 km mais certains peuvent atteindre 40 km (Wong et Savage, 1983) et même plus de 200 km dans le cas particulier de la zone de Vrancea en Roumanie

(cependant cette région est une paléozone de subduction ; Wenzel et al., 2002). Une étude fine de vingt et un séismes continentaux intraplaques ($4,5 < M_w < 8$) montre que les hypocentres ont une distribution bimodale qui varie suivant les régions considérées avec un maximum d'énergie sismique libérée entre 3 et 7 km tandis que la croûte moyenne (le tiers intermédiaire) semble être asismique (Figure I-23 ; Klose et Seeber, 2007). Cette étude montre aussi outre que des forts séismes peuvent s'initier à une profondeur faible (< 7 km) et que les profondeurs hypocentrales sont le plus souvent surestimées dans ces régions. Les auteurs proposent que les différences d'une région à l'autre résultent principalement des différences de valeur du flux de chaleur, de la densité de fracture..., bref des propriétés mécaniques de la croûte et des contraintes en présence mais la généralisation de ces résultats à partir de vingt et un événements n'est évidemment pas encore possible.

(iii) Quelques événements récents et diverses études paléosismologiques attestent de l'occurrence de forts séismes ($M > 7$) dans certaines zones intraplaques. L'analyse de la périodicité de ces événements forts témoigne d'un fonctionnement épisodique de certaines failles intraplaques avec de longues périodes de quiescence et de courtes, mais possiblement intenses, périodes d'activité et ce en domaine continental (Crone et al., 2003 ; Holbrook et al., 2006) comme en domaine océanique (Wiens et Petroy, 1990 ; Kreemer et Holt, 2000). En outre, il semble que dans les domaines intraplaques, le taux d'accumulation de déformation ne soit constant ni dans le temps, ni dans l'espace. C'est une hypothèse qui est de plus en plus étayée par les observations (Eric Calais, com. pers.).

(iv) Les séismes intraplaques se produisent dans des zones de faiblesse mécanique de la croûte qui sont réactivées par des processus néotectoniques. Ces zones de faiblesse actuellement actives résultent d'évolutions géodynamiques variées : ce sont, par exemple, des marges continentales passives comme au Canada-Groënland (Hasegawa, 1991) et en Scandinavie (Wahlström, 1993), d'anciennes chaînes de montagne comme les Appalaches (Wettmiller et al., 1984) et le Massif Armoricain (Perrot et al., 2005) mais le plus souvent ce sont d'anciennes zones de rift comme à New Madrid (Johnston et Schweig, 1996) et à Charlevoix-Kamouraska (Anglin, 1984).

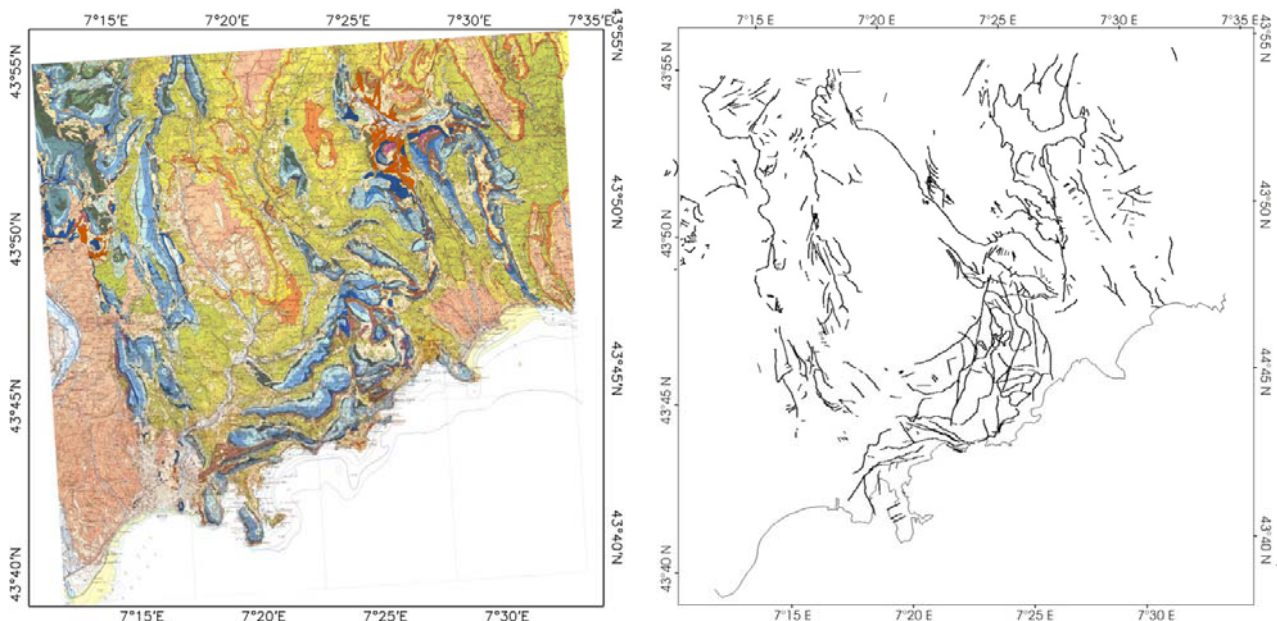


Figure I-24 : A, Sur la carte géologique de Menton (1/50 000, BRGM), on observe la complexité des déformations de la série sédimentaire mésozoïque et cénozoïque qui se sont succédées depuis 50 Ma dans cette région. B, Carte des failles observées et supposées sur la zone couverte par la carte géologique de Menton. Certaines de ces failles ont été activées à plusieurs reprises avec une cinématique dépendant du champ de contrainte de l'époque et certaines sont actuellement actives : cela témoigne de la complexité de l'héritage structural en domaine continental. L'analyse conjointe de cet héritage structural et de la déformation récente et active doit aboutir à déterminer quelles sont les failles potentiellement actives même dans un contexte aussi complexe.

(v) Il est remarquable d'observer que l'héritage structural, en particulier sur les continents, laisse de multiples possibilités de réactivation qui semblent à priori équivalentes et que seulement quelques unes de ces structures héritées sont et seront effectivement actives (Figure I-24). Cela tient à plusieurs facteurs, tel que l'état de contrainte régional, la géométrie de la faille, son histoire récente dans le cycle sismique donc la quantité d'énergie élastique accumulée, son état de cicatrisation... Tous ces facteurs interagissent pour déterminer la potentialité de réactivation d'une faille, ce qui en fait un paramètre particulièrement complexe à préciser.

(vi) Le modèle de séisme caractéristique, fondé sur un séisme de magnitude identique qui se répéterait régulièrement dans le temps sur un segment de faille donnée (Schwartz et Coppersmith, 1984) n'est pas démontré dans ce type de contexte (Stein et Newman, 2004). Chaque cas doit donc être étudié en tant que tel et c'est un travail difficile que d'analyser précisément les déformations successives et les vitesses de glissement sur les segments de faille activés (*e.g.* McCalpin, 1998 ; Ritz et al., 2003) surtout lorsque les déformations sont peu exprimées en surface (Camelbeeck, 2001). Le cas de la zone sismique de New Madrid est représentatif de cette difficulté avec des temps de retour estimés d'une part à 400-500 ans à partir des données paléosismologiques (Kelson et al., 1996 ; Cox et al., 2001) et d'autre part à 2500 ans à partir de données géodésiques (Newman et al., 1999).

(vii) L'état de contrainte critique (*i.e.* un état proche de la rupture) de la croûte continentale est démontré par les expériences du forage KTB pour la zone considérée. Cet état de contrainte critique semble se retrouver dans de nombreux domaines continentaux récemment étudiés (Townend et Zoback, 2000). Ce point est fondamental car il signifie que de très faibles variations de la magnitude de la contrainte principale sont à même de déclencher un séisme dans les régions intraplaques. Cependant rien ne prouve que cet état critique soit généralisable à la totalité des domaines intraplaques et il est fort probable que des conditions supplémentaires amplification ou diminution du seuil de rupture, par exemple, soient nécessaires pour déclencher des séismes.

(viii) Le moteur des déformations en domaine intraplaque est un des points les plus discutés. C'est bien sur un élément essentiel à déterminer afin de comprendre les relations entre l'état de contrainte régional et les structures réactivées. Comme le montre la synthèse de Zoback (1992), la direction de SHmax en domaine intraplaque est principalement dépendante des processus aux limites. Cependant, dans les zones éloignées des limites de plaque, la magnitude des contraintes directement liées aux mouvements aux limites ne semble pas suffisante pour dépasser le seuil de résistance de la croûte fragile (en dépit de l'état critique de la croûte) et produire la sismicité observée (Scholz, 2002). Il existe donc des différences fondamentales dans les processus géologiques à l'origine des ruptures sismiques en domaine interplaque et en domaine intraplaque. J'ai brièvement exposé au § C- quelques unes des sources de contrainte considérées comme majeures en domaine intraplaque. Même si les propositions ne manquent pas concernant l'origine des contraintes, les discussions sont souvent vigoureuses et les débats sont loin d'être clos comme le montrent les quelques remarques suivantes :

- D'abord le rôle des processus aux limites dans l'organisation du champ de contrainte intraplaque n'est pas simple à déterminer. Dans le cas de la plaque Australie par exemple : Cloetingh et Wortel (1986) relient le champ de contrainte intraplaque avec les forces générées le long des zones de subduction au nord de la plaque Australie alors que Coblentz et al. (1995) expliquent l'essentiel de ce champ de contrainte par la poussée à la ride le long de la dorsale Antarctique. Le cas de la déformation des chaînes d'Asie est probablement le plus intéressant car, bien que ce soit une zone de collision, la convergence entre la plaque Inde et la plaque Eurasie est rapide : entre 40 et 50 mm/an (DeMets et al., 1994 ; Larson et al., 1999) et on pense intuitivement que, compte tenu de cette vitesse importante, des contraintes significatives peuvent être transmises et contrôler le champ de déformation loin de la limite de plaque. Cet état constituerait une situation « simple ». Néanmoins, la complexité et le calendrier des déformations tels qu'ils sont actuellement reconstitués au nord du dispositif amènent différents auteurs à proposer d'autres origines. La déformation en Sibérie et Mongolie pourrait résulter d'interactions entre les forces issues de la collision et celles produites par les subductions Ouest-Pacifique et/ou les panaches asthénosphériques, par exemple (Zhong et Gurnis, 1993 ; Vergnolle, 2004). Dans la zone alpine, à partir d'études géologiques sur la répartition et le calendrier de la déformation, Ziegler et al. (1995) montrent que la dynamique des zones de collision peut induire des déformations compressives et transpressives à plus de 1500 km dans les zones d'avant-pays. Le développement d'un tel champ de contrainte compressif résulte des couplages mécaniques à l'intérieur de la croûte ou/et entre la croûte et le manteau. La localisation des déformations intraplaques est par conséquent largement dépendante des variations de résistance de la lithosphère qui sont contrôlées par les variations d'épaisseur de la croûte, par le régime thermique et par les discontinuités préexistantes dans la croûte et dans le manteau. Ces différents cas témoignent de l'importance de la connaissance des paramètres géodynamiques, à toutes les échelles, dans l'évaluation de l'aléa sismique.
- Le rôle des reliefs semble indubitable dans certaines régions comme les chaînes d'Asie. Les forces induites par la topographie des chaînes sont admises par tous mais c'est le comportement

thermomécanique de la lithosphère, et en particulier de la croûte continentale au sein de cette lithosphère, ainsi que les conditions géométriques et cinématiques aux limites, qui sont les points cruciaux pour le contrôle des modalités de l'effondrement des reliefs (e.g. Müller et al., 1997 ; McKenzie et Jackson, 2002 ; Selverstone, 2005). Dans une chaîne comme les Alpes, par exemple, la genèse d'un champ de contrainte local par les hauts reliefs est discutée (J.M. Lardeaux comm. pers.). En effet, en dépit du faible taux de convergence entre l'Afrique et l'Europe, il n'est pas évident que l'épaisseur crustale et le flux de chaleur du domaine alpin soient suffisants pour que l'effondrement gravitaire de ces reliefs produise la compression observée en bordure de la chaîne.

- Concernant le rôle des contraintes flexurales liées aux déglaciations, plusieurs objections sont formulables quant à leur importance réelle : il n'y a pas de corrélation précise entre la position des dernières calottes du Würm et la sismicité, de même il n'y a pas de gradient de sismicité allant d'un maximum là où la calotte, et donc la flexure, était la plus importante vers un minimum en s'en éloignant. En Scandinavie, Müller et al. (1992) montrent que si la déformation était contrôlée par la flexure post-glaciaire, on devrait observer une disposition radiale ou concentrique de SHmax, ce qui n'est pas le cas. Ils en concluent que l'état de contrainte en Europe du Nord résulte de la combinaison entre les forces aux limites des plaques (poussée à la dorsale Atlantique et collision Afrique-Europe) et la topographie et que les contraintes flexurales dues à la déglaciation sont secondaires (Skordas et al., 1991 ; Wahlström, 1993 ; Olson, 2002). Les récentes analyses des données GPS par Nocquet et al. (2005) montrent au contraire que les déformations actuelles en surface autour du Golfe de Bothnie ont une disposition radiale.

Au Canada, les ruptures dues aux cinq grands séismes historiques de la zone de Charlevoix-Kamoursaska ont été mises en évidence sur les profils sismiques. Néanmoins, aucune trace de rupture plus ancienne, qui correspondrait aux périodes de déglaciations quaternaires antérieures, n'a pu être montrée (Lamontagne, 2002) ce qui est surprenant si le processus de déglaciation est effectivement un déclencheur de la sismicité.

- L'influence des fluides semble être une hypothèse pertinente pour justifier de la sismicité intraplaque. Ils ne participent pas au chargement en contrainte proprement dit mais ils facilitent la rupture et le glissement le long des plans de faille préexistants. Ce n'est certainement pas l'explication miracle pour toute la sismicité intraplaque et leur influence dans le milieu naturel reste difficile à démontrer car il faudrait mettre en oeuvre de nombreuses mesures *in situ* ou améliorer la résolution des méthodes sismologiques permettant de détecter et de suivre dans le temps le contenu en fluide des roches. Un des éléments fréquemment mis en avant est la migration des essaims de sismicité dans le temps (Spicak, 2000 ; Neunhöfer et Hemmann, 2005). Cette migration serait relative au déplacement des fluides mais dans ce cas encore la cause ne semble pas unique car on connaît des essaims de séismes intraplaques qui semblent sans relation avec des circulations de fluides (Jenatton et al., 2007).

(ix) La principale cause des difficultés pour caractériser la déformation des domaines intraplaques vient le plus souvent de leur petitesse. Lorsque les déformations sont suffisamment importantes, comme dans le cas des grandes failles de Mongolie, les méthodes traditionnelles (sismotectonique, morphotectonique, géodésie, sismicité historique et paléosismologie) donnent des résultats satisfaisants. Cependant, comme nous le verrons pour l'Europe occidentale (*Deuxième Partie* du mémoire), dans la majorité de ces zones, à l'échelle humaine les forts séismes sont rares et les déformations restent modérées et diffuses. Il en résulte que leur étude est difficile sur le terrain, d'une part pour les géologues car il existe peu de traces en surface et les traces éventuelles sont rapidement effacées par l'érosion et d'autre part pour les sismologues et les géodésiens car le temps d'observation n'est pas suffisamment long et les réseaux de stations ne sont pas suffisamment denses pour obtenir une image complète de la microsismicité et des très faibles déplacements sur des zones de plusieurs dizaines de milliers de kilomètres carrés. Un exemple remarquable de cette difficulté nous est encore donné par la zone de New Madrid : à partir de comparaisons triangulation/GPS, Liu et al. (1992) proposent une vitesse de glissement de 5-7 mm/an dans la partie sud de la zone de New Madrid et à partir des résultats d'une campagne GPS entre 1991 et 1997, Weber et al. (1998) trouvent 0,2+-2.4 mm/an. Récemment, à partir du même jeu de données GPS, Smalley et al. (2005) proposent un taux de déformation au travers de la zone de New Madrid comparable à ceux mesurés au travers des frontières de plaque actives tandis que Calais et al. (2006) ne trouvent qu'une valeur de l'ordre de 10^{-9} /an.

En conclusion, un certain nombre d'éléments de la déformation sont communs aux domaines intraplaques :

- La sismicité est diffuse et répartie sur une vaste étendue,

- On observe quelques séismes modérés ($M_w < 6$) et de rares événements forts ($M_w > 6$),
- Les temps de retour des grands séismes sur une faille, lorsqu'ils peuvent être calculés, sont le plus souvent de l'ordre de 5 000 à 100 000 ans,
- Les taux de déformation sont très faibles, de l'ordre de 10^{-10} /an,
- Il y a généralement peu de trace de déformation active en surface,
- Le chargement en contrainte est complexe et peut être dominé par des processus locaux indépendants des mouvements des plaques,
- L'héritage structural, au sens large (faille héritée, épaisseur et composition de la coûte), contrôle la position des zones de faiblesse mécanique et donc la localisation de la déformation à l'intérieur d'une plaque.

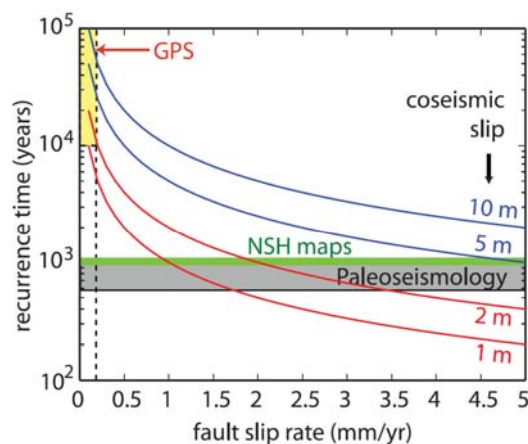
Si on regarde plus en détail, nombre de caractéristiques sont très variables d'une zone à l'autre : la distance par rapport aux frontières de plaque, le niveau de microsismicité, les séquences de répliques, la profondeur des foyers, l'expression des failles actives sur le terrain, la complexité des ruptures, le contexte topographique, l'âge de la croûte, le flux thermique... De plus, certaines caractéristiques considérées comme génériques dans la bibliographie souffrent souvent d'exception : (i) on admet généralement que les temps de retour des forts séismes sont au moins de plusieurs milliers d'années en contexte intraplaque mais dans le cas de la faille de Reelfoot (New Madrid), Kelton et al. (1996) et Cox et al. (2001) ont déterminé un temps de retour très court de ~500 ans sur les derniers 2400 ans, (ii) on admet aussi une corrélation entre les profondeurs focales et le flux de chaleur mais dans le cas des séismes de Meckering et de Tennant Creek cette généralité est prise en défaut (Chen, 1988), (iii) de même on admet encore une corrélation entre la profondeur focale et le nombre de répliques (*e.g.* Persh et Houston, 2004) mais Guo et Ogata (1997) considèrent que cette dépendance n'est pas démontrée pour de nombreux séismes intraplaques.

On tente de corréler les caractéristiques de la déformation des domaines intraplaques avec des critères de premier ordre comme par exemple :

- L'origine des déformations : on différencie alors les domaines intraplaques dont la déformation est relative aux mouvements sur une frontière de plaque voisine (les grands séismes de Mongolie se sont produits dans une zone dont tout ou partie de la déformation serait générée par la collision Inde-Eurasie) et les domaines intraplaques dont la déformation est indépendante des frontières de plaque voisines (les séismes de Meckering et de Tennant Creek se sont produits dans une zone dont la déformation ne semble pas en relation avec les frontières de la plaque Australie).
- La structure et l'histoire récente de la croûte : on définit alors des domaines intraplaques stables, de type craton avec une croûte assez homogène, épaisse et froide qui présente une zone sismogène de forte épaisseur (il y a en général peu de microsismicité mais c'est dans ces contextes qu'ont été enregistrés les événements les plus forts) et des domaines intraplaques instables dont la croûte, hétérogène et d'épaisseur variable, a subi une orogénèse au cours du Cénozoïque.

Enfin, pour revenir à la zone de New Madrid, Calais et Stein (2009) proposent une nouvelle estimation des mouvements avec trois stations supplémentaires. Pour un régime de déformation continu dans

Figure I-25 : Temps de retour en fonction du taux de glissement dans un modèle de déformation continue dans le temps pour des glissements coseismiques correspondant à des séismes de magnitude 7 (courbes rouges) et des séismes de magnitude 8 (courbes bleues). Les estimations à partir des vitesses de glissement mesurées par GPS et à partir de la paléosismologie diffèrent notablement. La faille n'a certainement pas un comportement continu dans le temps (d'après Calais et Stein, 2009).



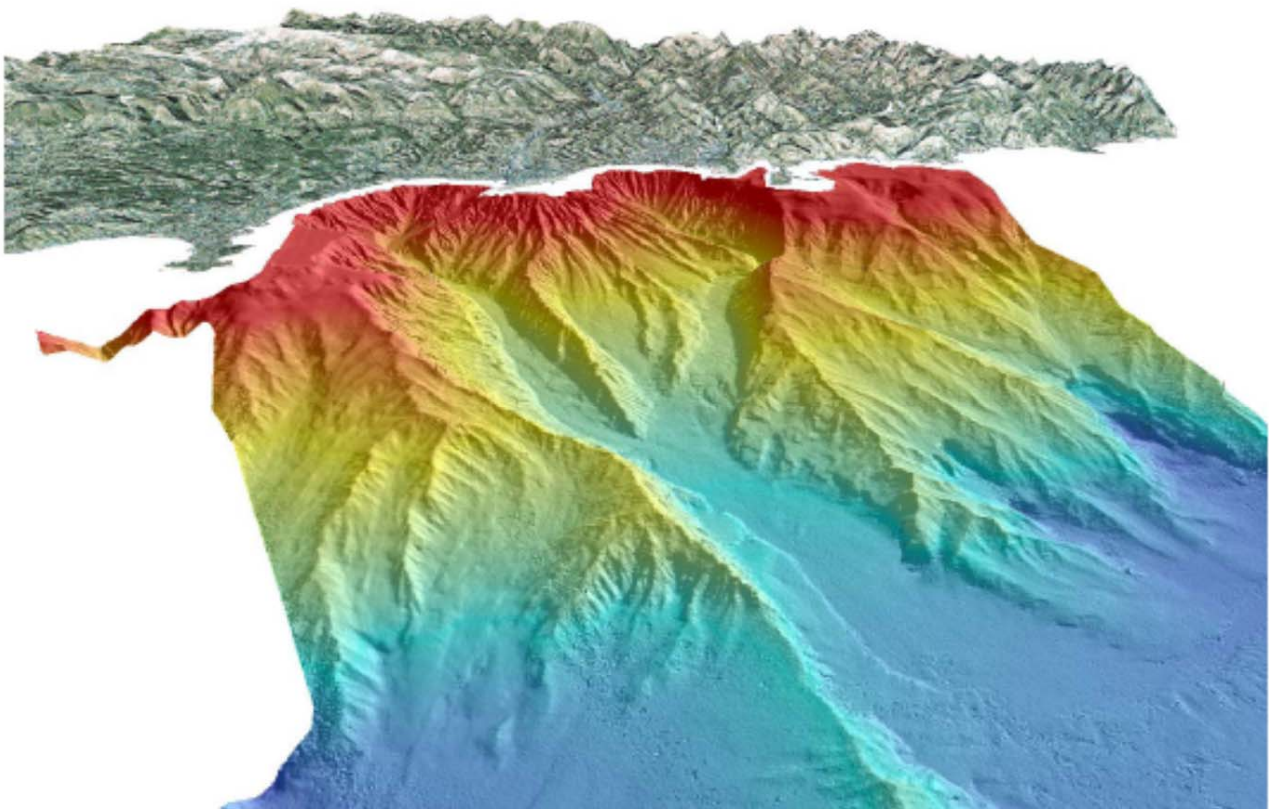
le temps à un taux de 0,2 mm/an, les temps de retour sont de 10 000 et de 100 000 ans pour des séismes de magnitude 7 ou 8 respectivement (Figure II-25). Comme mentionné précédemment, ces temps longs

contrastent avec les valeurs données par la paléosismologie pour les derniers 2400 ans et en particulier avec les groupes de séismes proposés par Holbrook et al. (2006) entre l'actuel et 300+/- 200 A.D. et entre 1600 et 2200 avant JC. Calais et Stein (2009) en concluent que ces données permettent d'exclure un régime continu de déformation. Cela signifie que dans ce domaine intraplaque, le chargement en contrainte de la faille et/ou sa résistance varient dans le temps à l'échelle de quelques milliers d'années. Ainsi les groupes de séismes récents ne reflètent pas le comportement long terme de la faille et la sismicité « vue » par la paléosismologie (en général les deux ou trois derniers événements) est encore trop restreinte dans le temps pour rendre compte de déformations non continues.

Pour terminer, je note que l'attention de la communauté scientifique et du public à l'égard de l'aléa sismique se porte surtout sur les zones à forte déformation active. Intuitivement, cette focalisation sur les régions où se produisent le plus fréquemment les plus forts séismes semble justifiée et raisonnable. Quoique... :

- du point de vue sociétal d'une part, les exemples historiques ainsi que les récents séismes de Latur (Killari) dans le centre de l'Inde [29/09/1993, Mw=6,2 – 11 000 morts et des dégâts très importants (Gupta et al., 1998)], le séisme du Sichuan (12/05/2008, Mw=7,9 – 70 000 morts) qui s'est produit sur une faille peu active glissant à ~1 mm/an (Burchfiel et al., 2008) et même le séisme modéré de Newcastle sur la côte est de l'Australie [27/12/1989, Mw=5,6 – 13 morts et 4 milliards de dollars de dégâts (Klose, 2007 ; Quinn et al., 2008)] plaident pour ne pas négliger le risque sismique dans les domaines intraplaques ;
- du point de vue scientifique d'autre part, le problème de fond posé par les modalités d'étude et l'origine de la sismicité intraplaque représente un défi particulier. Ainsi, au-delà de toutes les questions de fond évoquées dans ce bref résumé, on peut remarquer de façon anecdotique que, si on accepte la proposition de Grollmund et Zoback (2001) sur l'origine post-glaciaire du séisme de New Madrid et que l'on prend en compte la distance épocentre/paléo-calotte glaciaire et les structures héritées potentiellement réactivables cachées sous la couverture sédimentaire, on ne peut pas exclure l'occurrence d'un séisme de magnitude 7 dans le Bassin de Paris !

CARACTERISATION DES SOURCES DE L'ALEA SISMIQUE A LA JONCTION ALPES – BASSIN LIGURE



Le relief de la jonction Alpes - Bassin Ligure : de 3200 m dans l'Argentera à -2500 m dans le bassin.

Le laboratoire Géosciences Azur a une forte implication sur la thématique de l'aléa sismique régional depuis l'installation de l'équipe de sismologie en 1992. La Côte d'Azur est une des régions les plus sismiques de France métropolitaine et la surveillance sismologique y a été développée depuis longtemps, avec en particulier la présence de l'équipe « risque sismique » du CETE Méditerranée et du laboratoire de sismologie de Monaco depuis le début des années quatre vingt (Béthoux, 2001). Au début des années quatre vingt dix, le déploiement de stations large bande par Géosciences Azur (réseau TGRS) est venu compléter les stations des réseaux déjà en place de l'Observatoire de Strasbourg (RéNaSS, <http://renass.u-strasbg.fr/>), du Laboratoire de Détection Géophysique du CEA (<http://www-dase.cea.fr/default.php>), de l'Observatoire de Grenoble (<http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr/>) et du laboratoire de Géophysique de Gênes (<http://www.dipteris.unige.it/geofisica/>). Avec les stations du réseau accélérométrique permanent (<http://www-rap.obs.ujf-grenoble.fr/>) récemment implantées sur Nice, ce sont maintenant plus de 40 stations sismologiques dont Géosciences Azur assure la gestion et la distribution des données (<http://websismo.unice.fr/>). En parallèle avec l'observation sismologique, le réseau géodésique GPS « RENAG » couvrant l'est de la France a progressivement été installé depuis la fin des années quatre vingt dix et actuellement 6 stations permettent de suivre en continu les mouvements du sol du Massif de l'Argentera à la côte, ainsi qu'une station qui se trouve en Corse (<http://webrenag.unice.fr/>).

L'observation instrumentale de la déformation est d'autant plus indispensable qu'elle est souvent la seule source d'information dans une région à faible taux de déformation. Cependant les méthodes instrumentales ne permettent pas à elles seules d'identifier les structures géologiques actives, ni de comprendre leur évolution sur une durée longue (de l'ordre du million d'années). Cette phase de caractérisation des sources sismiques est pourtant indispensable à l'évaluation de l'aléa (voir *Première Partie, § I. et II.*). Les résultats remarquables obtenus dans les régions fortement sismiques et/ou avec des marqueurs géologiques des séismes bien conservés, comme le Japon ou la Turquie, attestent de la possibilité de définir précisément les sources dans ces contextes à forte déformation. Tenter le même exercice dans une région présentant une sismicité modérée, un taux de déformation faible et un taux d'érosion important est plus délicat compte tenu du peu de marqueurs fiables tant sur le plan sismologique que sur le plan géologique (e.g. Briaies et al., 1990 ; Philip et al., 1992 ; Ambert et al., 1998 ; Mattauer, 1998 ; Sébrier et al., 1998 ; Baize et al., 2002). C'est donc un pari difficile mais c'est néanmoins une question scientifique d'actualité en Europe occidentale (e.g. Thouvenot et al., 1998 ; Amorese et al., 2000 ; Lagarde et al., 2000 ; Camelbeeck, 2001 ; Courboulès et al., 2003 ; Thouvenot et al., 2003 ; Perrot et al., 2005) : peut-on caractériser de façon fiable les sources sismiques dans un tel contexte géodynamique ? Les « outils » à notre disposition sont-ils suffisants ? Doit-on développer des stratégies et/ou des outils particuliers adaptés à ces régions ?

Ces questions ont fait l'objet d'une grande partie de mon travail de recherche depuis 10 ans. J'ai conduit et/ou participé à différents projets, tant à terre qu'en mer, dont l'objectif est (ces projets sont toujours en cours) de déterminer les sources sismiques potentiellement actives à la jonction Alpes – Bassin Ligure afin de permettre l'évaluation la plus précise possible de l'aléa sismique régional. Compte tenu de la difficulté de l'exercice la réflexion dans le laboratoire nous a conduit vers une approche multidisciplinaire, géologie-sismologie-géodésie, qui est maintenant la règle dans ce type d'étude. Cette démarche est possible au sein de Géosciences Azur grâce à l'existence d'un pôle sismologie et d'un pôle géodésie mais elle m'a aussi amené à collaborer avec de nombreux collègues d'autres laboratoires : O. Bellier et J.C. Hippolyte (Université de Marseille), M. Dubar (Centre de Recherche Archéologique de Sophia Antipolis), A.M. Duval (Centre Technique de l'Équipement – Méditerranée), E. Gilli (Université Paris VIII), J.F. Ritz (Université de Montpellier), O. Scotti (Institut de Recherche et de Sécurité Nucléaire) et G. Sénéchal (Université de Pau). En terme de formation, j'ai co-encadré trois étudiants en DEA/master2 et une thèse est actuellement en cours sur les relations glissements sous-marins / déformation de la marge nord Ligure.

Les projets ont été financés par différents programmes de recherches de l'INSU et du MENRT (voir *Cinquième Partie, § VI., 1C-, 1D-, 1E-, 1F-, 1G-, 1H-, 1I-, 1J-, 1K- et 2B-, 2G-*). Ces travaux sont présentés dans les publications *P13, P15, P16, P19, P21, P25, PA2* et les communications *C32, C37, C42, C43, C44, C48, C49, C50, C54, C58, C60, C61, C63, C64, C65, C66, C67, C68 et C69* (voir *Cinquième Partie, § VII.*).

Un des objectifs essentiels de ces projets est de déterminer les sources sismiques potentielles à l'échelle Alpes – Bassin Ligure. Nous sommes partis du principe que, compte tenu des périodes de retour (non déterminées mais de l'ordre de plusieurs milliers d'années), du peu de dépôts quaternaires et des vitesses d'érosion importantes (tant en montagne que sur le littoral), nous n'avions accès qu'à une information partielle. Néanmoins, nous avons proposé de caractériser certaines des failles actives et des événements sismiques majeurs qui les ont affecté ainsi qu'une vision d'ensemble des Alpes au bassin permettant de discuter le mécanisme de la déformation actuelle. Comme souvent dans un tel contexte, nous sommes rapidement heurtés à des difficultés importantes pour produire des résultats précis, en

particulier en ce qui concerne le comportement des failles dans le temps, du fait du manque de sites pertinents pour implanter des études paléosismologiques. Il faut néanmoins poursuivre ces travaux et de nouvelles données de terrain, à terre et en mer, permettront certainement de préciser les choses dans l'avenir.

I. LE CONTEXTE INTRA PLAQUE EURASIE.

A- L'Europe occidentale : une zone complexe à sismicité modérée et faible taux de déformation.

1. L'Europe occidentale se déforme

Dans la partie occidentale de l'Europe, la sismicité est essentiellement superficielle sauf dans l'arc calabrais (Figure II-1 ; Chiarabba et al., 2005). Les magnitudes des séismes instrumentaux sont modérées ($M < 6$) sauf dans la microplaque Adriatique où des séismes de magnitude supérieure à 6 ont été enregistrés : le séisme du Frioul (06/05/1976, $M_w=6,4$) et le séisme d'Irpinia (23/11/1980, $M_w=6,9$), par exemple.

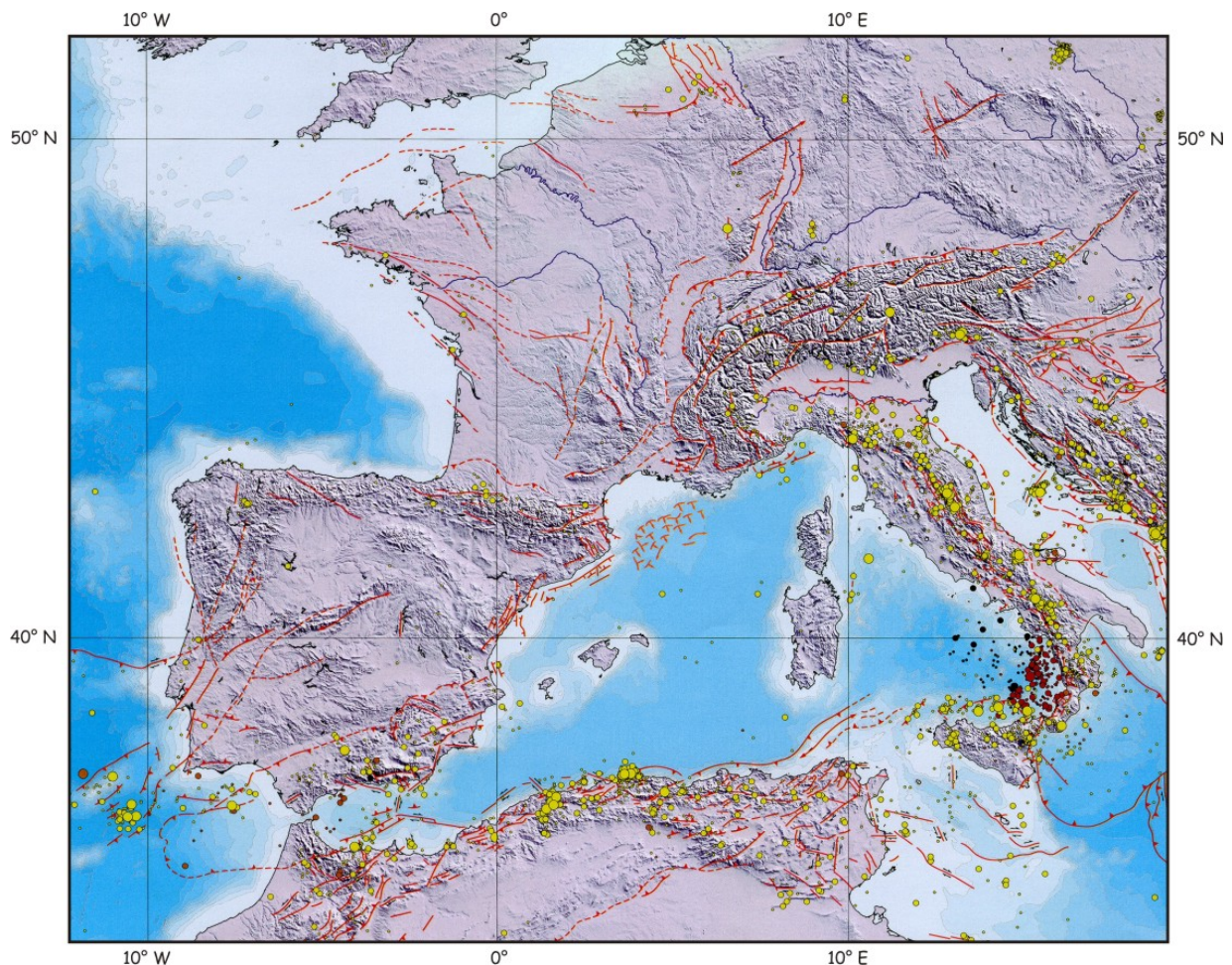


Figure II-1 : Extrait de la carte géodynamique de la Méditerranée, feuille « sismicité et tectonique » (d'après Morelli et Barrier, 2004 ; Commission de la Carte Géologique du Monde, <http://ccgm.free.fr>). Les épicentres des principaux séismes sont représentés en jaune (superficiel) et marron (profond) et les structures tectoniques en rouge suivant les figurés habituels.

En opposition avec cette vision actuelle, les données historiques et paléosismologiques attestent de l'occurrence de forts séismes sur une étendue beaucoup plus vaste :

- dans la partie nord du graben du Rhin : le long de l'escarpement de la faille de Bree par exemple, Vanneste et al. (2001) ont analysé des déplacements co-sismiques quaternaires de l'ordre de 1,3 m qui correspondraient à des séismes dont la magnitude est estimée à au moins 6,5.
- Dans le nord est de l'Espagne, la faille d'El Camp (chaîne côtière Catalane) est à l'origine de plusieurs séismes durant le Quaternaire. La magnitude maximum estimée pour ces événements est de $6,7 \pm 0,5$ avec une vitesse de glissement verticale de 0,02 mm/an et une période de retour de l'ordre de 25 000 à 35 000 ans (Massana et al., 2001).

- En France, la faille de la moyenne Durance présente une sismicité instrumentale faible néanmoins, un paléoséisme (Sévrier et al., 1997) et plusieurs séismes historiques forts, par exemple à Manosque (13/12/1509, $I_0=VIII$ et 14/08/1708, $I_0=VIII$) sont connus (Scotti et al., 2004).

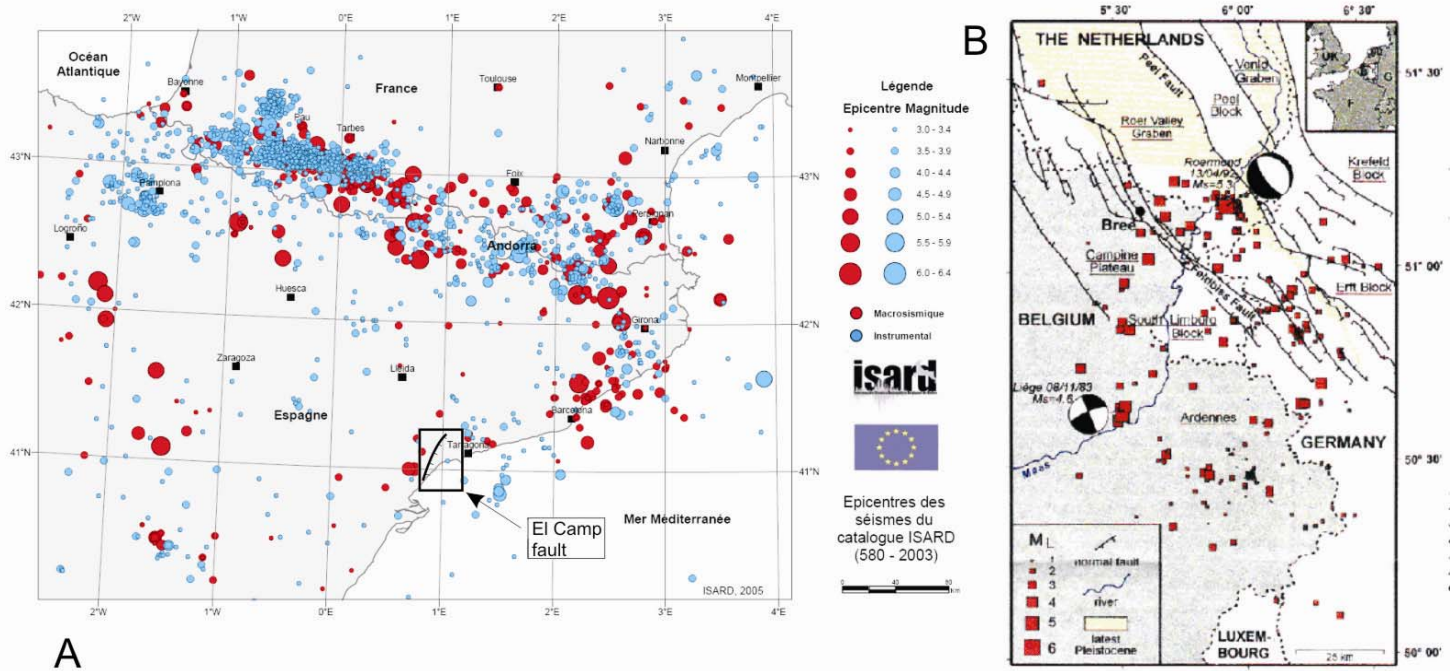


Figure II-2 : A, Carte de sismicité de l'Espagne, la chaîne côtière Catalane et la faille d'El Camp sont indiquées par le rectangle. Les zones où on enregistre une sismicité significative sont essentiellement les Pyrénées et la région au nord de Barcelone (projet ISARD, <http://isard.brgm.fr/>). B, Sismicité de la partie nord du graben du Rhin de 1980 à 1995 et structures tectoniques principales. Les mécanismes au foyer correspondent aux deux événements importants : le séisme de Liège (08/11/1983, $M_s=4,6$) et le séisme de Roermond (13/04/1992, $M_s=5,3$), d'après Camelbeeck et Meghraoui (1998).

Ces trois exemples illustrent la variété des situations à long terme : pour ces trois cas, de forts séismes anciens sont décrits mais (i) dans la chaîne côtière Catalane la sismicité instrumentale et la sismicité historique sont nulles (Figure II-2A), (ii) le long de la faille de la moyenne Durance la sismicité instrumentale est faible (sans séisme de magnitude supérieure à 3) alors que (iii) dans le nord du graben du Rhin la sismicité instrumentale est une des plus importantes d'Europe (Figure II-2B). Ces observations simples traduisent la complexité des régimes de déformation et de leur évolution dans le temps.

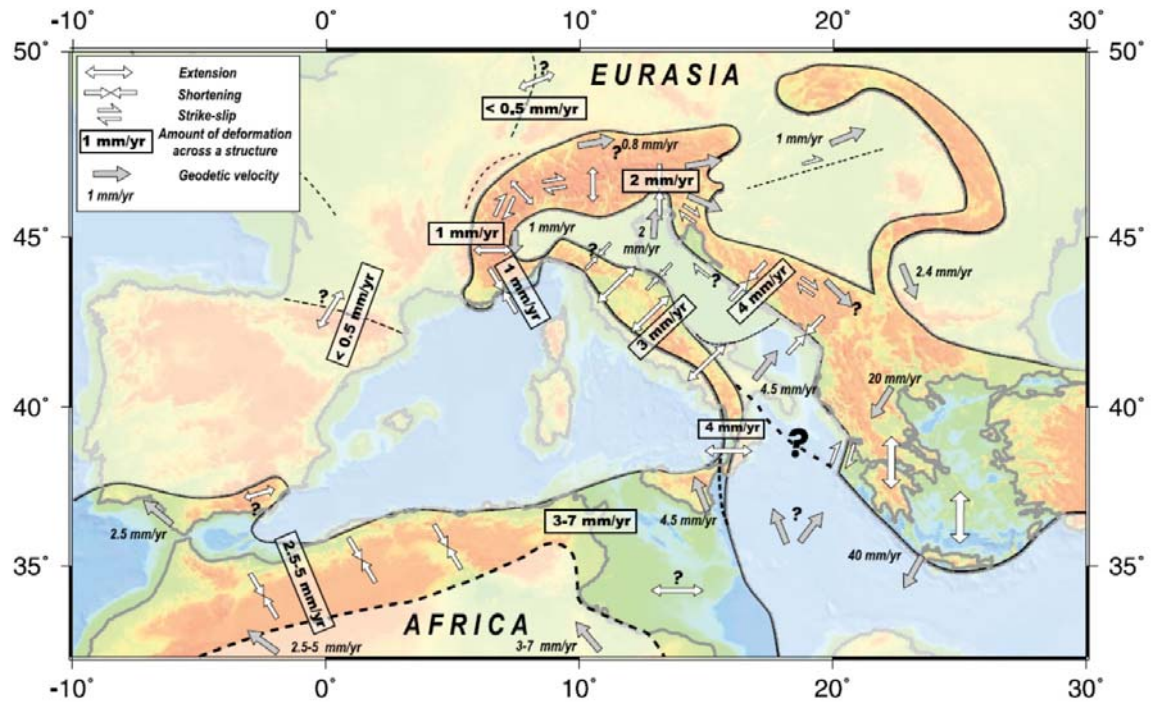
2. Le contexte cinématique

A l'extrême ouest de la plaque Eurasie, l'Europe occidentale est constituée par un ensemble de domaines intraplaques océaniques et continentaux dont certains sont séparés par des structures d'échelle lithosphérique, comme les Alpes ou les Pyrénées, correspondant à d'anciennes limites de plaque (Blundell et al., 1992). Les limites occidentales actuelles de la plaque Eurasie correspondent à la dorsale Atlantique à l'ouest et à la zone de collision des Maghrébides au sud (De Mets et al., 1994 ; Nocquet et Calais, 2003). La frontière méridionale est complexe en raison de la diversité des processus géodynamiques actifs et d'une histoire géodynamique pluriphasée qui a généré des structures géologiques d'orientation variée (Figure II-1).

Si l'histoire géologique de l'Europe est complexe et variée, les régimes de déformation actuels ne le sont pas moins, avec des domaines en extension dans les Apennins et le Fossé Rhénan, des domaines en compression dans les Maghrébides et les Dinarides et des domaines en décrochement dans les Alpes occidentales. Des déformations majeures se répartissent ainsi sur une distance de plus de 1500 km du sud au nord depuis la frontière des Maghrébides.

Au premier ordre la cinématique est dominée par la convergence entre les plaques Afrique et Eurasie qui est actuellement de $6,2 \pm 0,5$ mm/an suivant la direction $N343^\circ \pm 9^\circ$ à la longitude des Alpes occidentales selon le modèle nuvel-1A (DeMets et al., 1994). Néanmoins les récentes données géodésiques attestent que : (i) en Europe et Méditerranée occidentale les mouvements mesurés en surface sont faibles et toujours inférieurs à 5 mm/an à l'échelle du continent, (ii) l'essentiel de la convergence entre les plaques Afrique et Eurasie est accommodée le long des Maghrébides et (iii) la vitesse de convergence serait inférieure d'environ 30% à ce qui est proposé dans le modèle nuvel-1A (Vigny et al., 2002 ; Nocquet et Calais, 2003 ; Vanucci et al., 2004).

Figure II-3 : Synthèse cinématique en Europe et Méditerranée occidentale et centrale réalisée à partir des données géodésiques et sismotectoniques sur le domaine continental (d'après Nocquet, 2002). Les grandes zones de déformation active sont surlignées en couleurs vives. En Europe occidentale on trouve principalement les Alpes, les Pyrénées, le Fossé Rhénan, les Apennins, les Cordillères Bétiques et les Maghrébides. Le régime de déformation et les vitesses sur le domaine sont figurés suivant les indications de l'encart.



Entre 0 et 10°E, la convergence est principalement accommodée par la zone de collision des Maghrébides et par la zone de subduction de Calabre. Des processus d'extension sont actifs dans le bassin océanique Tyrrhénien et dans le Fossé Rhénan et ces processus modifient de façon significative le régime de déformation imposé par la convergence. De plus, entre l'Afrique et l'Europe, on note la présence de « blocs », plus ou moins rigides, indépendants des deux grandes plaques : le bloc Corso-Sarde, la microplaque Ibérie et la microplaque Adriatique, dont les mouvements propres se superposent au mouvement de convergence général. Les mouvements de ces blocs sont eux aussi très faibles (Figure II-3) : le taux de convergence entre le bloc Corso-Sarde et le continent est inférieur à 0,5 mm/an (Nocquet et Calais, 2003 ; Larroque et al., sous presse), le mouvement entre la microplaque Ibérie et le continent correspondrait à une divergence inférieure à 0,5 mm/an (Nocquet, 2002) et le mouvement de la microplaque Adriatique par rapport au bloc ouest correspond à une rotation anti-horaire avec un pôle situé entre Turin et Grenoble (Calais et al., 2002 ; Serpelloni et al., 2005).

La localisation des séismes et le taux de déformation sismique confirment que, entre 0 et 10°E, la limite majeure se trouve dans les chaînes du Maghreb (Figure II-1). A l'échelle de l'Europe occidentale, les déformations actuelles ne sont bien sûr pas limitées à cette zone et elles pénètrent profondément à l'intérieur du continent. Les Alpes occidentales et le Fossé Rhénan, par exemple, correspondent à des zones de déformation intraplaque. Il faut néanmoins souligner l'importance de l'héritage structural, en particulier pour les Alpes occidentales et pour les Pyrénées qui sont des paléo-limites de plaques cénozoïques, ce qui place ces régions dans des conditions structurales et rhéologiques bien différentes de celles des domaines intraplaques australien ou nord américain, par exemple (voir la *Première Partie* du mémoire).

3. Le champ de contrainte en Europe occidentale

A l'échelle de la Méditerranée et de l'Europe, le champ de contrainte actuel, déterminé à partir de différents jeux de données (mécanismes au foyer, mesures de contraintes *in situ*, mesures microtectoniques), est relativement uniforme à l'ouest de 10°E (Figure II-4). Le régime est compressif avec une contrainte maximale horizontale de direction N-S à NNW-SSE (e.g. Rébai et al., 1992) ou NW-SE (e.g. Müller et al., 1992).

Cette direction de SHmax est subparallèle à la direction de déplacement relative de la plaque Afrique par rapport à la plaque Eurasie fixe. C'est une des raisons pour laquelle, la déformation active en Europe est souvent interprétée comme la conséquence de la convergence entre les plaques Afrique et Eurasie (e.g. Rébai et al., 1992 ; Müeller et al., 1992 ; Ziegler et al., 1995 ; Ziegler et al., 1998 ; Eva et Solarino, 1998). Cependant, les modélisations du champ de contrainte proposées par Richardson (1992) et Gölke et Coblentz (1996) montrent que les contraintes produites par la poussée à la dorsale Atlantique génèrent un champ avec une contrainte principale maximum compressive orientée NW-SE sur l'Europe occidentale et une magnitude satisfaisante et cohérente avec les résultats de la carte des contraintes mondiales (Müller et al., 1992 ; Müller et al., 1997). Ces auteurs proposent que la poussée à la dorsale Atlantique domine le champ de contrainte

nord-ouest européen et que les contraintes produites par la convergence des plaques Afrique et Eurasie soient par conséquent secondaires.

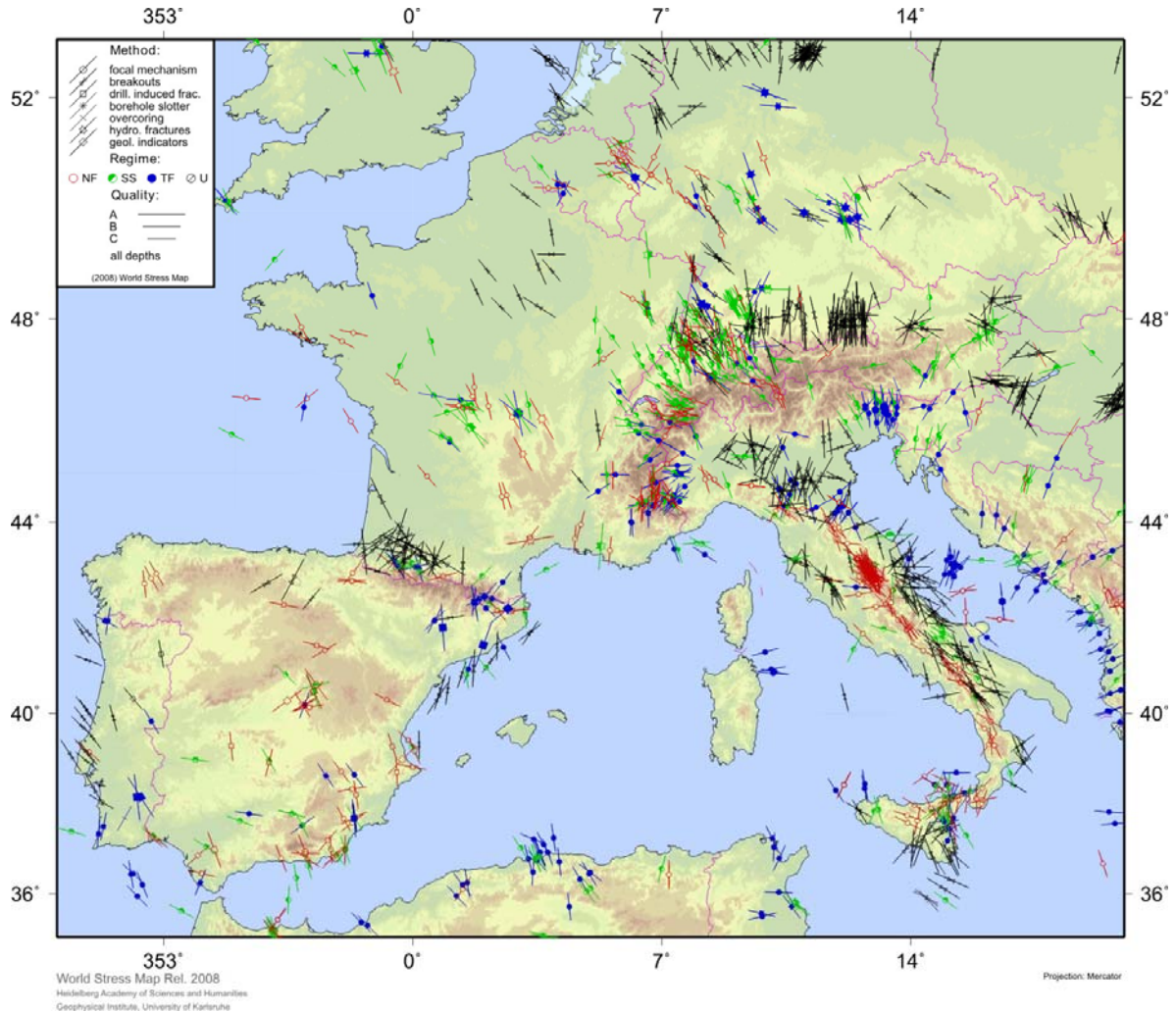


Figure II-4 : Carte des mesures de contrainte sur l'Europe occidentale (d'après Müller et al., 2000).

Pour l'Europe occidentale, il n'y a donc pas de consensus sur l'importance relative des deux processus à l'origine des contraintes en champ lointain : la poussée de la dorsale Atlantique à l'ouest et la convergence des plaques au sud. Les modèles de Richardson (1992) et de Gölke et Coblenz (1996) sont très simplificateurs, à la fois en ce qui concerne les données utilisées et en ce qui concerne le comportement rhéologique de la lithosphère, néanmoins les résultats récents des mesures GPS et la proposition que l'essentiel de la convergence entre les deux plaques soit absorbée par la déformation des Maghrébides rendent effectivement discutable le rôle de la convergence. La question de savoir si une contrainte significative, en relation avec le mouvement de la plaque Afrique, est transmise et propagée vers le nord n'est donc pas résolue. De même, l'étendue de l'« influence » de cette contrainte éventuelle, sa magnitude et les déformations qui pourraient lui être rapportées ne sont pas précisément définies.

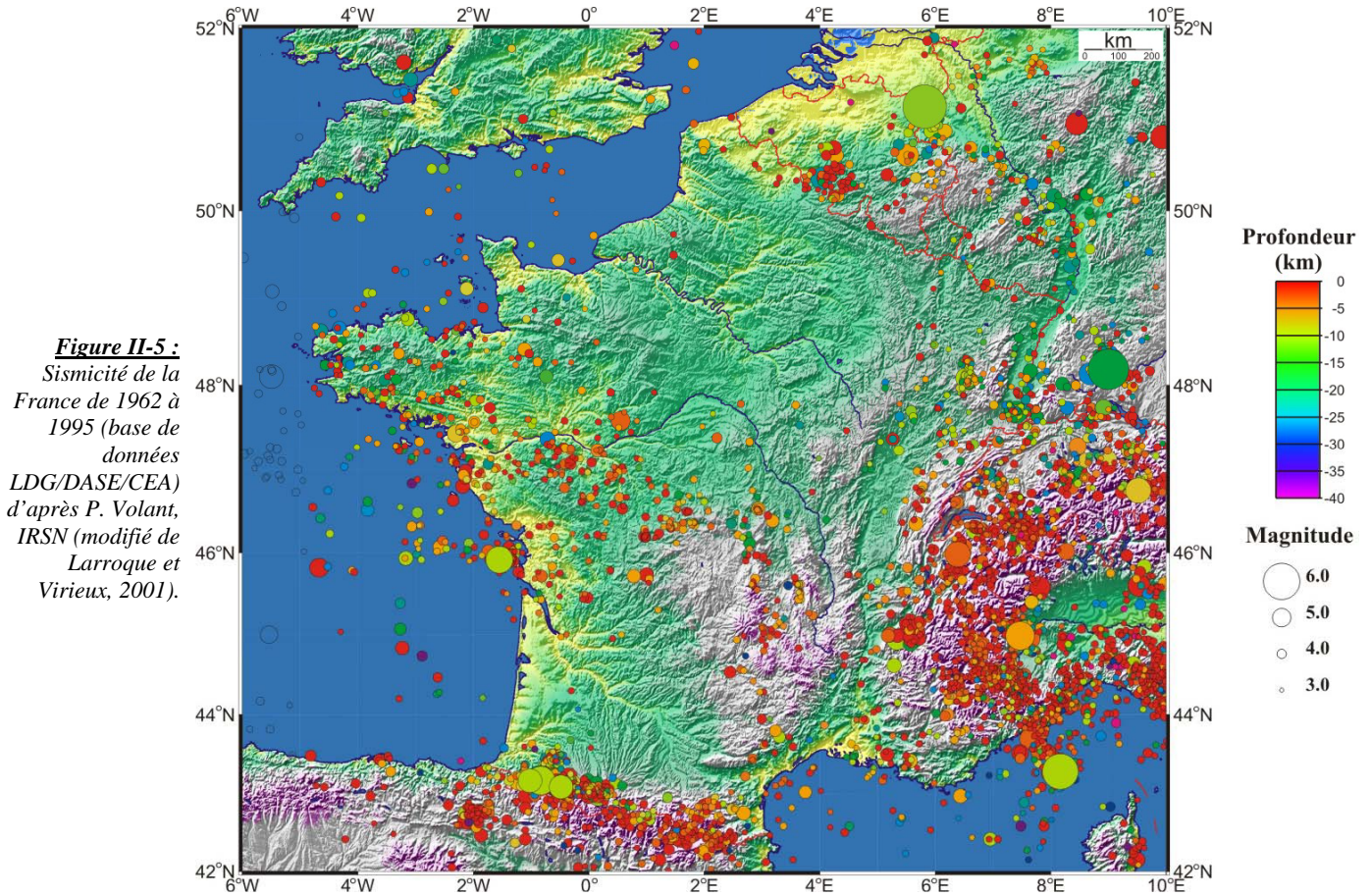
Dans cette discussion, le rôle des microplaques Ibérie et Adriatique n'est pas pris en compte car leurs mouvements propres sont censés n'avoir que des conséquences locales.

B- La déformation sur le territoire français métropolitain.

1. Sismicité, contrainte et cinématique

A l'échelle de la France métropolitaine et des régions environnantes on retrouve les caractéristiques décrites précédemment, à savoir une sismicité superficielle et diffuse mais concentrée essentiellement dans quatre zones : le Fossé Rhénan, les Pyrénées, la Provence, les Alpes ainsi que la marge nord Ligure (Figure II-5). Une sismicité non négligeable est aussi enregistrée dans le Massif Armoricaïn et le Massif Central mais elle est d'un ordre de grandeur inférieure par rapport à celle des zones citées précédemment.

Une analyse détaillée du champ de contrainte sur le territoire français montre que le domaine de contrainte uniforme proposé pour la période récente et actuelle en Europe occidentale correspond en réalité



essentiellement aux plateformes périalpines (*e.g.* Bergerat, 1987) alors que les Alpes, les Pyrénées, le Jura et la Provence, par exemple, présentent des déviations importantes par rapport à ce schéma simple. Dans les Alpes occidentales, de nombreux auteurs ont identifié l'orientation radiale à la chaîne des contraintes (Rébai et al., 1992 ; Delouis et al., 1993 ; Eva et Solarino, 1998). Sue et al. (1999) montrent aussi que la compression n'est pas le régime de contrainte dominant à l'échelle de la chaîne : les déformations actuelles en compression sont localisées sur les bords est et ouest, alors qu'à l'intérieur de la chaîne c'est un régime extensif et décrochant qui domine.

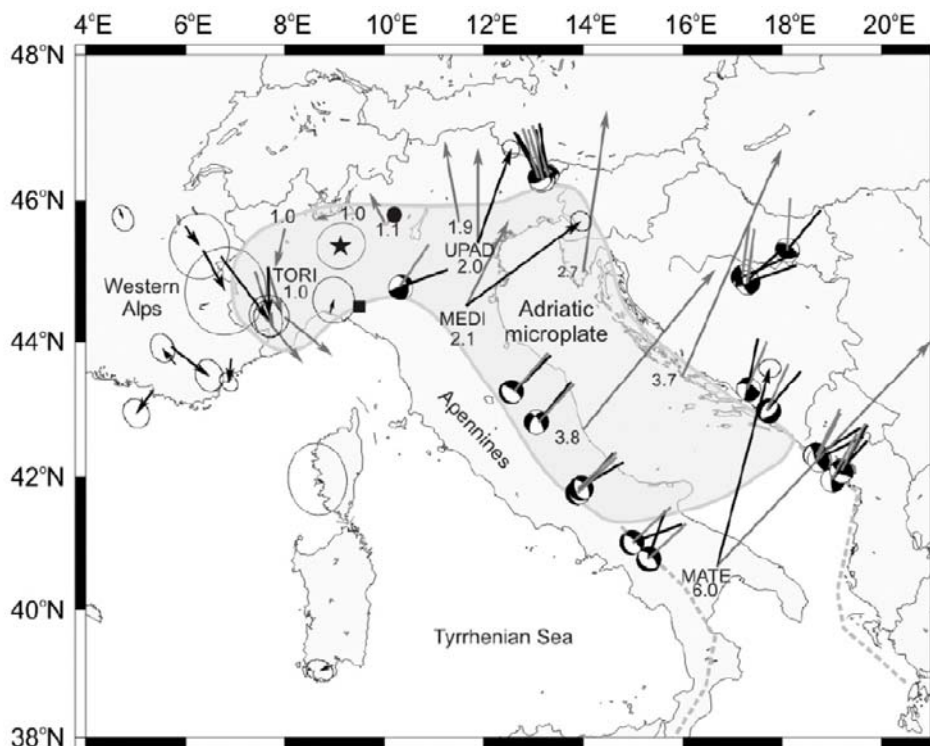


Figure II-6 : Modèle cinématique de la microplaque Adriatique. Les symboles (rond, étoile et carré) représentent le pôle de rotation proposé par différentes études. Les flèches noires donnent les vitesses GPS par rapport à l'Europe stable en mm/an et les flèches grises sont les vitesses prédites par le modèle de Calais et al. (2002). Sur les mécanismes au foyer, les barres noires correspondent aux vecteurs glissements des séismes et les barres grises aux vecteurs prédits par le modèle.

Des perturbations de contrainte sont aussi montrées par Baroux et al. (2001) en Provence ainsi que par Mazabraud et al. (2005) dans l'ouest de la France. Elles sont détectées sur des étendues assez différentes selon les régions, Müller et al. (1997) et Baroux et al. (2001) mettent en évidence une longueur d'onde d'environ 10 km alors que Mazabraud et al. (2005) voient ces perturbations avec une longueur d'onde de 100 km. Ce point est important car il témoigne du fait que les perturbations résulteraient de structures ou de processus qui se développent soit à l'échelle de la croûte (Müller et al., 1997), soit à l'échelle de la lithosphère (Mazabraud et al., 2005).

Dans chacun de ces cas, seules les conditions locales, de topographie, de variation de densité dans la lithosphère et de flux de chaleur semblent à même de pouvoir justifier de variations si rapides des contraintes dans l'espace. En plus de ces mécanismes proposés par différents auteurs, au niveau des Alpes occidentales Calais et al. (2002) mettent en évidence l'importance de la cinématique des blocs : la rotation antihoraire de la microplaque Adriatique, avec un pôle de rotation situé vers Turin, contrôle l'essentiel de la déformation dans les Apennins, les Alpes Centrales et les Dinarides (Figure II-6). Le mouvement des microplaques est bien sûr un élément critique du régime de déformation à leur bordure et la proposition de Serpelloni et al. (2005, 2007) d'un pôle de rotation situé plus à l'ouest, en dehors de la microplaque Adriatique, modifie de façon importante le régime de déformation attendu.

2. Des failles actives reconnues

En France les séismes destructeurs n'ont que peu marqué la mémoire collective car ils sont rares ; c'est principalement une activité microsismique qui est enregistrée par les réseaux. La mise en place des différents réseaux de surveillance est progressive depuis les années soixante et depuis cette période aucun séisme de magnitude supérieure à 5,5 ne s'est produit sur le territoire français et aucune rupture de surface consécutive des événements actuels n'a été observée. Par conséquent, ce sont principalement les analyses sismologiques et paléosismologiques corrélées avec la géologie qui nous apportent les données permettant d'identifier les failles actives et les mécanismes de déformation (Baize et al., 2002).

L'exercice est difficile mais plusieurs travaux convaincants ont été publiés ces dernières années (même si des discussions de fond sont souvent en cours). Il est ainsi possible de relier certains événements historiques avec des failles actives identifiées :

- Le séisme de Bâle (18/10/1356, I=IX MSK) : à partir d'un travail sur la morphologie mais sans argument direct, Meyer et al. (1994) proposent qu'il soit dû à la réactivation d'une faille décrochante dans le socle, sous le chevauchement du Jura. Cependant, dans la zone épacentrale, Meghraoui et al. (2000) ont identifié un escarpement (8 km de long et 30-50 m de hauteur) comme l'expression de surface d'une faille active (Figure II-7). La faille n'est pas visible à l'affleurement mais la géométrie des dépôts alluviaux pléistocènes et holocènes atteste de son fonctionnement au Quaternaire et la géophysique de subsurface (radar et tomographie électrique) a permis de confirmer sa présence en profondeur.

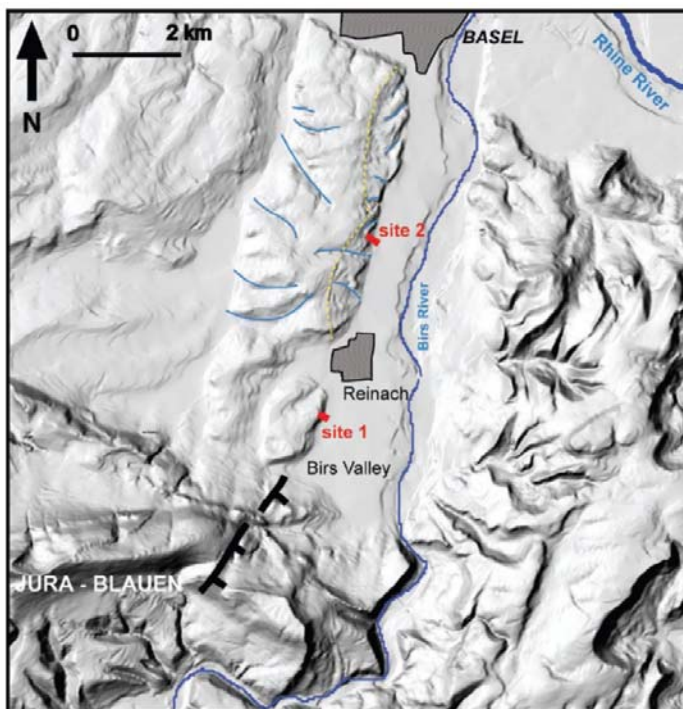


Figure II-7 : Géomorphologie de la vallée de Birs (entre Bâle au nord et le Jura au sud, MNT de l'Office Fédéral de Topographie, Suisse). La morphologie linéaire de l'escarpement est un des indices potentiels de l'activité récente de la faille. Les photos de la Figure II-8 correspondent à la tranchée 4 du site 2 (d'après Meghraoui et al., 2000).

A partir des tranchées réalisées et des datations au ^{14}C , trois événements successifs ont été identifiés depuis 8500 BP. Le plus récent est daté avant 1410-1475 AD et correspond certainement à l'événement de 1356 (Figure II-8). Les deux événements plus anciens sont datés entre 610-890 AD et 850 BC et entre 850 BC et 6480 BC. A partir de ces données il n'est pas possible de conclure sur la régularité du cycle sismique mais la période de retour est bien de l'ordre de plusieurs milliers d'années pour les événements forts.

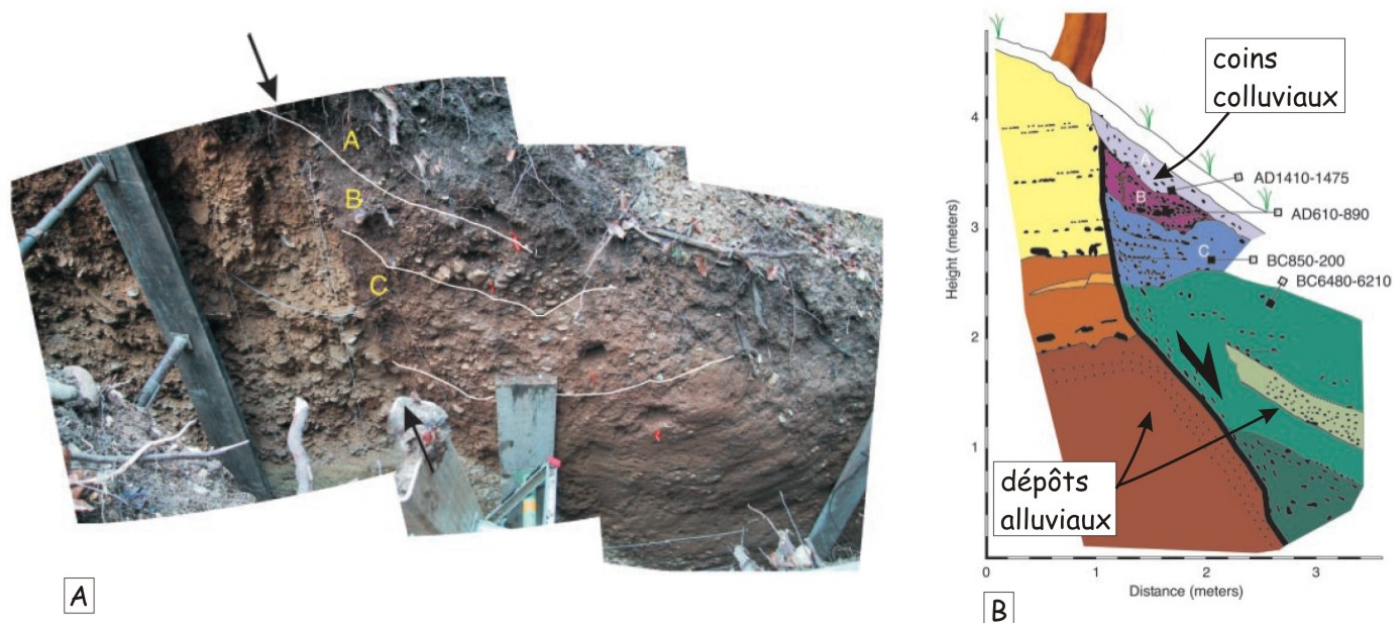


Figure II-8 : A, Tranchée T4 (site 2) illustrant la faille (flèches) et la succession de trois coins colluviaux (A, B, C) formés par la dégradation de l'escarpement après un déplacement vertical important. B, Schéma de la tranchée avec la succession des dépôts (en couleur) et les âges obtenus par le ^{14}C (modifié d'après Méghraoui et al., 2000).

Pour le dernier événement le déplacement vertical atteint 0,5-0,8 m, ce qui correspond à la dislocation sur une rupture traversant la totalité de la croûte cassante (~15 km ; Wells et Coppersmith, 1994) ; avec une longueur de 15 à 20 km, les dimensions de la faille donne une magnitude estimée à $M_w=6,4$. La longueur de l'escarpement étudié n'est que de 8 km mais il est vraisemblable qu'une partie soit masquée au nord sous la ville de Bâle et au sud dans les monts du Jura.

Le rejet vertical total mesuré pour les trois ruptures est au moins de 1,8 m (Figure II-8). Cette valeur permet de calculer une vitesse de soulèvement de 0,21 mm/an depuis 8500 ans qui est compatible avec les données géodésiques actuelles.

- Le séisme de Lambesc [11/06/1909, I=IX MSK, Baroux et al. (2003)] : Lacassin et al. (2001), Mattauer (2002), Chardon et Bellier (2003) et Mattauer (2005) ont successivement présenté et discuté des données de terrain concernant la faille supposée responsable de ce séisme. Comme c'est souvent le cas dans les contextes à faible déformation, cette déformation est fortement distribuée en surface et l'interprétation des observations géologiques est sujette à discussion : origine et signification des escarpements, des stries de friction, interprétation de la morphologie...

L'analyse géologique de la zone épacentrale a amené les auteurs à proposer que le pli de la Trévaresse soit un anticlinal de rampe sur un chevauchement à pendage nord qui s'enracine probablement dans le niveau de décollement du Trias vers 6 km de profondeur. La faille de la Trévaresse accommode un raccourcissement ~N-S et c'est cette faille qui est supposée avoir été réactivée pendant le séisme de Lambesc. La faille n'affleure pas mais le front du pli présente des indices de déformation récente. Chardon et al. (2005) ont creusé une tranchée au travers d'un des escarpements de la faille de l'Ermitage (un des segments de la faille de la Trévaresse) et ils ont pu mettre en évidence une faille inverse à pendage nord dont le fonctionnement est Quaternaire. Plusieurs événements co-sismiques correspondant à des séismes de magnitude 6,2-6,4 ont été identifiés avec un temps de retour estimé entre 700 et 5000 ans pour une vitesse de glissement comprise entre 0,3 mm/an et 0,05 mm/an.

Il faut noter que d'autres séismes historiques majeurs n'ont à ce jour pas de liens évidents avec des failles connues, c'est le cas du séisme de Catalogne [02/02/1428, I=IX ; Banda et Correig (1984) ; Briais et al. (1990) et Philip et al. (1992)] et du séisme du Pas de Calais [06/04/1580, I=VIII-IX ; Neilson et al., 1984].

Bien que ces événements soient récents, que les hypocentres soient dans la croûte et que les magnitudes soient vraisemblablement supérieures à 6, ils ne semblent pas avoir laissé de trace de surface évidente. C'est un point maintenant admis que tous les séismes crustaux, même de magnitude ~6,5-7, ne produisent pas forcément une rupture qui atteint la surface (*e.g.* Triep et al., 1995 ; Arjannikova et al., 2004 ; Toda, 2007).

L'intérêt de l'étude de la microsismicité pour la caractérisation des sources sismiques est quelque fois discuté. En France la microsismicité apparaît le plus souvent diffuse et par conséquent difficile à interpréter. Cependant, comme cela a été montré à plusieurs reprises à partir de campagnes d'étude spécifiques, cet aspect diffus est au moins en partie lié à la géométrie des réseaux et au trop faible nombre de stations permanentes qui ne permettent pas une localisation suffisamment précise des petits séismes (*e.g.* Mazabraud et al., 2005 ; Perrot et al., 2005). Le plus souvent la microsismicité est cohérente avec les grandes déformations : elle se développe dans les zones actives de la croûte supérieure et une analyse fine des localisations et des mécanismes au foyer donne une bonne représentation des mécanismes de la déformation tectonique à l'échelle régionale (*e.g.* Amelung et King, 1997). C'est donc une source de données incontournable dans nos régions. Deux exemples assez différents me permettent de l'illustrer :

- De 1989 à 2000, l'enregistrement de la microsismicité dans les Alpes occidentales par le réseau sismalp a permis, entre autres choses, de localiser un ensemble de microséismes (magnitudes entre 0 et 3,5) alignés suivant une direction N30°E sur le flan ouest du massif cristallin de Belledonne. Les hypocentres sont vers 7 km de profondeur et les mécanismes au foyer sont décrochants dextres et donc cohérents avec la cinématique générale de la chaîne. Thouvenot et al. (2003) ont ainsi identifié la faille bordière de Belledonne (Figure II- 9). Cette faille active, qui fonctionne avec une vitesse de glissement très faible, n'avait jamais été identifiée en surface et peu d'événements sismiques historiques y sont répertoriés. Les données analysées montrent que la faille fait plusieurs dizaines de kilomètres ; par conséquent son activation sur toute sa longueur pourrait générer des séismes de magnitude bien supérieure à 6. Evidemment à partir de ces travaux, on ne sait rien sur la segmentation, par conséquent il est difficile de discuter précisément de la magnitude maximum d'un séisme potentiel. On ne connaît pas non plus le comportement de la faille bordière de Belledonne dans le temps, ni les temps de retour des forts séismes si il y en a eu. Mais l'analyse de la microsismicité a permis l'identification de la faille et d'autres travaux devraient pouvoir permettre de préciser si cette faille est la source d'un aléa important ou non.

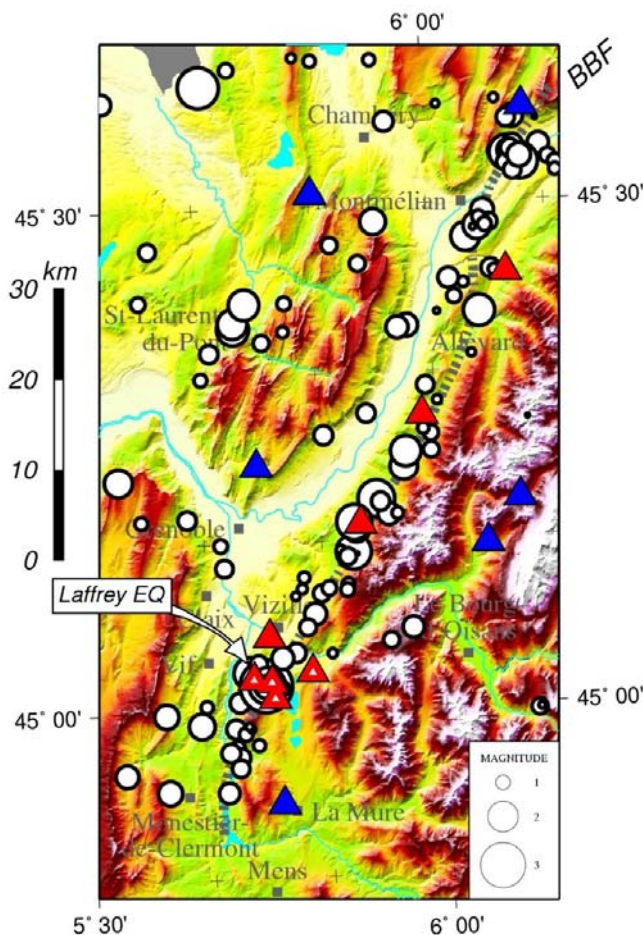
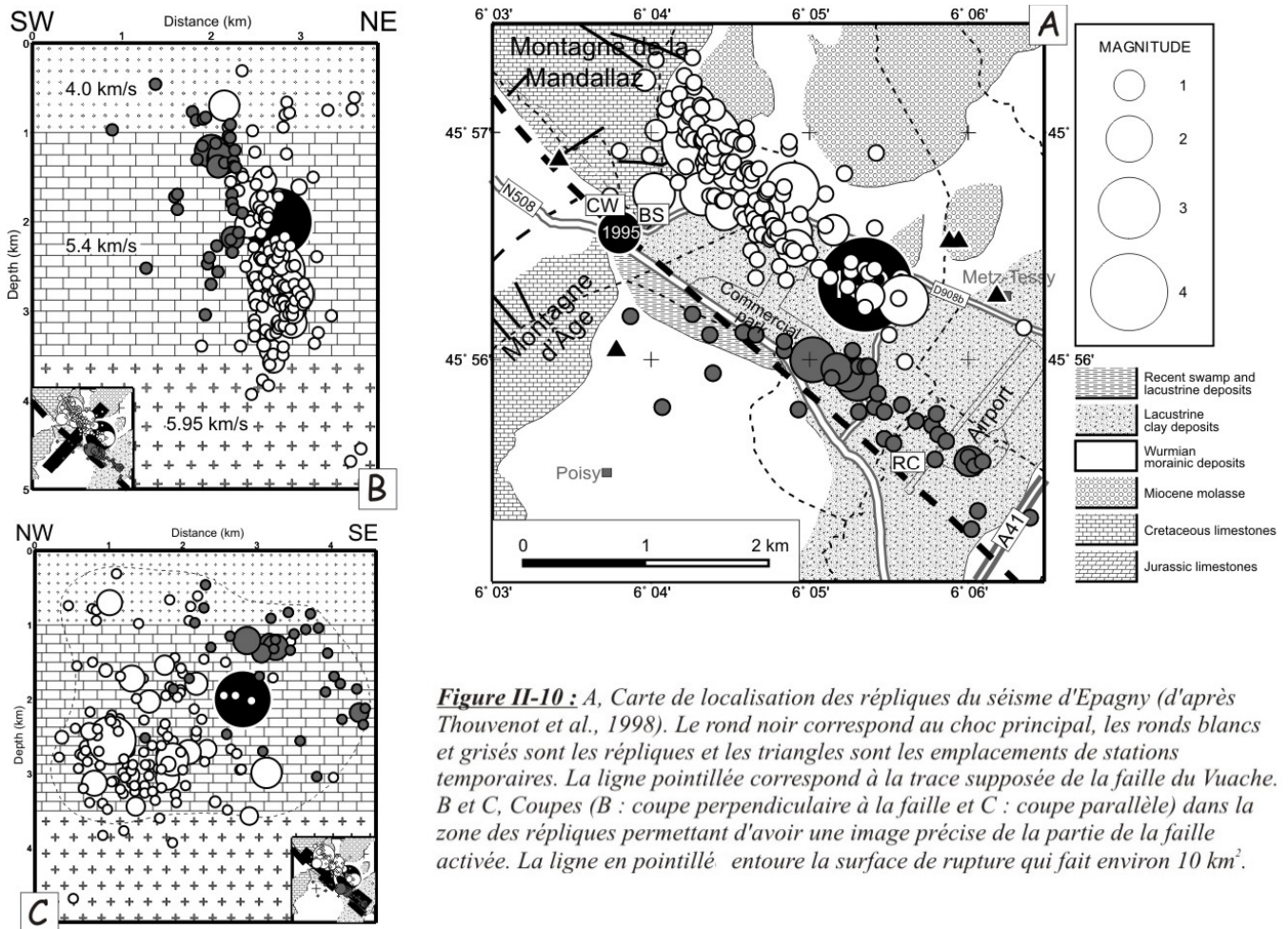


Figure II-9 : Sismicité instrumentale de la zone ouest de Belledonne pour la période 1989-2000 (d'après Thouvenot et al., 2003). Les épacentres sont les ronds blancs et le tracé de la faille bordière de Belledonne correspond aux pointillés gris. Les triangles bleus sont les stations permanentes du réseau sismalp et les triangles rouges sont les stations de la campagne de microsismicité « Belledonne Border Fault » (Décembre 1998-Mai 1999). L'épcentre du séisme de Laffrey (11/01/1999 ; $M_w=3,5$) est indiqué, avec les stations d'enregistrement post-sismiques (triangles rouges à points).

- Dans les Alpes occidentales, le plus fort séisme de ces dernières années s'est produit près d'Annecy (15/07/1996, $M_I=5,3$; Thouvenot et al., 1998). Ce séisme résulte de l'activation de la faille du Vuache, une faille de transfert entre les chevauchements du Jura et ceux des massifs subalpins. Cette faille est



bien connue dans la géologie et elle est très semblable à de nombreuses autres failles produites durant l'orogénèse alpine depuis 50 Ma. Aucune rupture de surface importante ne se produisit durant ce séisme. L'intervention post-sismique permit l'enregistrement de plusieurs centaines de répliques par seize stations temporaires installées dans la zone épiscopale. La localisation précise de ces répliques donna une image du plan de faille activé (Figure II-10) : elles se répartissent sur un plan subvertical, de direction N136°E, de 5 km de long et de 3,5 km de profondeur qui correspond à la partie méridionale de la faille du Vuache. La confrontation de l'image de la rupture de 1996 avec la sismicité historique et les données géologiques sur l'ensemble de la faille du Vuache montre que le segment central de cette faille est bloqué depuis au moins 200 ans. Ce segment de 12 km de long pourrait être le site de futurs séismes de magnitude de l'ordre de 6 mais on n'a, là encore, aucune information sur le temps de retour.

De nombreuses autres failles actives ont été étudiées en France, comme la faille de la Durance en Provence (e.g. Cushing et al., 2007) mais aussi des événements importants comme le séisme de Lorient (30/09/2002, $M_w=4,3$; Perrot et al., 2005) ou encore la sismicité des Pyrénées (e.g. Briais et al., 1990 ; Philip et al., 1992 ; Souriau et Pauchet, 1998 ; Sylvander et al., 2007) et du Fossé Rhénan (Lemeille et al., 1999 ; Audin et al., 2002 ; Nivière et al., 2008). Les conclusions sont souvent les mêmes : d'un point de vue général, l'essentiel de la sismicité n'est pas relié à des failles reconnues et pour des cas particuliers, on constate que chaque séisme destructeur est isolé dans le temps et dans l'espace. Compte tenu des temps de retour entre deux séismes destructeurs (plusieurs milliers à plusieurs dizaines de milliers d'années) il est par conséquent difficile d'observer un cycle sismique complet. En bref, nous sommes encore bien loin de connaître l'ensemble des structures qui accommodent la déformation (qu'elle soit imposée par la cinématique des plaques ou/et par des effets locaux) et pour les structures connues nous sommes aussi loin d'avoir une idée précise de la part de la déformation qu'elles accommodent.

En dépit des difficultés, l'analyse de la sismicité est évidemment une nécessité pour la détermination des sources de l'aléa sismique mais quelque soit le domaine étudié, la sismicité enregistrée ne représente pas la totalité de la déformation : d'une part la composante asismique de la déformation n'est pas prise en compte (voir § II. G-) et d'autre part le niveau (qualitatif et quantitatif) de perception de la sismicité dépend du nombre de stations pour la sismicité instrumentale et des travaux de terrain pour la paléosismologie. Quoiqu'il en soit, la compréhension de la déformation en domaine intraplaque, et en Europe occidentale en particulier, nécessite : (i) de mesurer cette déformation, (ii) de faire la part de ce qui est d'origine sismique et asismique, (iii) de définir les caractéristiques des sources sismiques observées et des sources potentielles dans l'espace et dans le temps, (iv) d'expliquer pourquoi la sismicité se localise aux endroits observés et si elle ne pourrait pas se localiser ailleurs et (v) de déterminer le moteur de la déformation régionale actuelle et l'évolution géodynamique.

II. LA ZONE ALPES - BASSIN LIGURE DANS LE CONTEXTE INTRA PLAQUE EURASIE.

Le domaine intraplaque européen n'est donc pas parfaitement rigide, il se déforme de façon modérée et diffuse avec en particulier une concentration des déformations actuelles le long des grandes structures cénozoïques. Parmi les différentes zones concentrant la déformation actuelle, la jonction entre les Alpes occidentales et le Bassin Ligure est une des plus sismiques (Figure II-5).

A- Structure et évolution géologique.

Le « nœud Ligure » (Laubscher, 1992) est un domaine topographique et géologique particulièrement complexe. Les structures régionales majeures se sont formées au cours d'une succession d'événements (*i*) durant l'orogénèse Varisque (Bogdanoff et al., 1991), (*ii*) les distensions téthysiennes du Lias (Dardeau et De Graciansky, 1990) et du Crétacé inférieur (De Graciansky et Lemoine, 1988), (*iii*) la distension liguro-provençale à l'Oligocène (Réhault et al., 1984) et (*iv*) la compression alpine au Miocène (Laurent et al., 2000).

Durant les derniers cent millions d'années, l'évolution cinématique de l'ouest de l'Europe était dominée par la convergence entre les plaques Afrique et Eurasie qui a entraîné la subduction de l'Océan Téthys puis la collision des continents (Dercourt et al., 1986 ; Dewey et al., 1989). L'évolution récente de cette zone abouti à un puzzle de bassins (tels que le Bassin Ligure) et de chaînes (telles que l'arc de Nice et le Massif de l'Argentera) au sein de la zone de collision Afrique-Europe (Figure II-11).

La structure d'ensemble de la région présente donc un fort héritage structural et des contrastes importants à l'échelle de la croûte et de la lithosphère (Blundell et al., 1992 ; Thouvenot et al., 2007). De nombreuses failles découpent la région (Figure I-24 et Figure II-11), certaines s'enracinent à la base de la couverture sédimentaire, vers 1 ou 2 km de profondeur, comme les chevauchements frontaux des arcs de Nice et de Castellane (*e.g.* Laurent et al., 2000), d'autres traversent la croûte cristalline sur plusieurs kilomètres d'épaisseur comme la faille Argentera-Bersezio (Bogdanoff et al., 1991). De nombreuses observations de terrain ont permis de montrer que les principales failles de la région ont été réactivées à plusieurs reprises durant cette longue histoire (*e.g.* Corsini et al., 2004) mais les observations morphotectoniques, sismologiques et géodésiques ne fournissent que peu de certitudes sur leur éventuelle activité récente et actuelle (Larroque et al., 2001).

A terre, la région étudiée comprend les domaines géologiques suivants (Figure II-11) :

- Les zones alpines internes, situées au nord du chevauchement pennique frontal, forment un ensemble complexe de nappes de flysch qui se sont mises en place au cours de l'Oligocène (Merle, 1982).
- Le Massif de l'Argentera, dont les hauts sommets atteignent 3200 m, correspond au socle varisque européen comme le Massif des Maures situé plus au sud. Sa déformation commence au Miocène supérieur, comme pour l'ensemble des massifs cristallins externes des Alpes. Les analyses par traces de fission ont montré une accélération de la surrection à partir de 3,5 Ma (Bigot-Cormier et al., 2000 ; Bogdanoff et al., 2000). Quelques indices de déformations récentes ont été signalés : des décalages de moraines (M. Gidon, com. pers.), des anomalies hydrographiques (Godel, 2003), des structures analysées en tranchée (Ghafiri, 1995), des glissements alignés sur les structures tectoniques (Jomard, 2006) des décalages de surfaces morphologiques récentes (G. Sanchez, com. pers.).
- Les arcs de Nice et de Castellane sont un ensemble d'écaillés tectoniques constituées par une série sédimentaire mésozoïque à paléogène décollée du substratum cristallin sous-jacent au niveau des évaporites du Trias. La mise en place de ces écaillés débute vers 15 Ma et se poursuit jusqu'à vers 8 Ma (Gidon et Pairis, 1992 ; Laurent et al., 2000). L'analyse de la surface d'érosion messinienne a permis de mettre en évidence des déformations récentes significatives (Clauzon 1996 ; Hippolyte et al., 2008). Des déformations quaternaires au front de l'arc de Nice dans la basse vallée du Var sont aussi discutées à partir de l'analyse du Gilbert delta (G. Clauzon, com. pers.) et à partir des dépôts des terrasses alluviales (Dubar et Perez, 1989 ; Dubar et al., sous presse).

En mer, la structure de la zone Ligure est constituée par (Figure II-11) :

- La marge continentale nord ligure, très étroite avec un plateau qui est réduit à quelques centaines de mètres. Elle est structurée par des grabens de direction ENE-WSW bordés par des failles normales à pendage SE qui se sont formés entre 30 et 21 Ma (Réhault et al., 1984 ; Rollet et al., 2002). La déformation active de cette zone est connue depuis longtemps (Béthoux et al., 1988 ; Chaumillon et al., 1994 ; Larroque et al., 2006).

- La partie centrale (environ 2500 m de profondeur) est océanique et relativement plate. L'expansion océanique est datée entre 21 et 16 Ma (Chamot-Rooke et al., 1999 ; Edel et al., 2001).
- La marge continentale sud ligure borde le bloc corso-sarde au nord (Rollet et al., 2002).

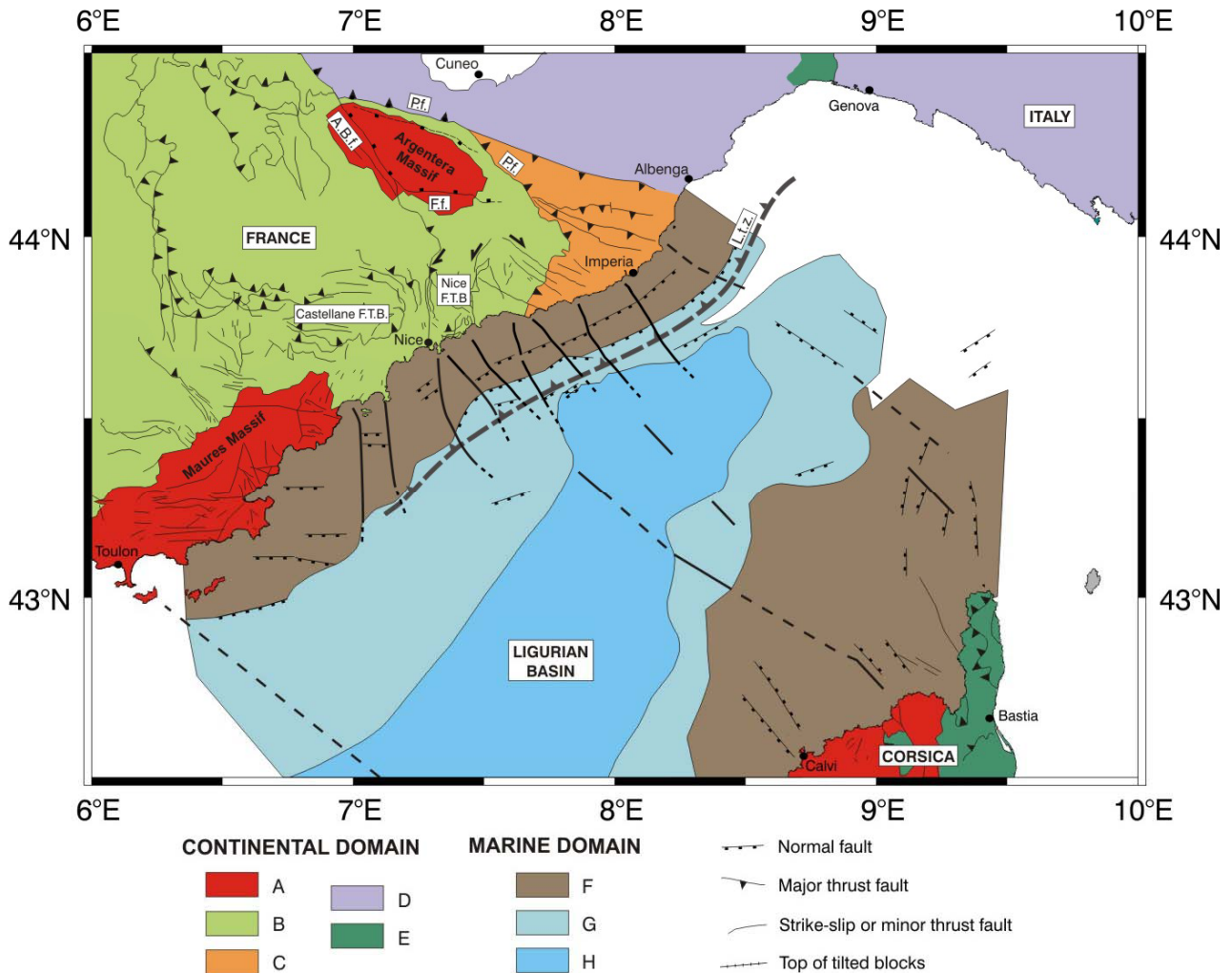


Figure II-11 : Schéma structural de la jonction Alpes – Bassin Ligure. Domaine continental : A, socle cristallin hercynien ; B, unités Mésozoïque et Cénozoïque (couverture sédimentaire autochtone, arc de Nice et de Castellane) ; C, unité du flysch à Helminthoïdes ; D, nappes internes (Pennique) ; E, unités ophiolitiques téthysiennes. Domaine marin : F, marge continentale, G, croûte transitionnelle ; H, croûte océanique. A.B.f., faille Argentera-Bersezio ; F.f., faille de Fremamorte ; P.f., front pennique ; L.t.z., zone de chevauchement ligure [modifié d'après la carte géologique au 1/250 000 de Nice (B.R.G.M.), la carte géologique au 1/1 250 000 d'Italie, Chaumillon et al. (1994) et Rollet et al. (2002)].

A l'échelle de la région, la croûte est très hétérogène et présente de rapides changements de nature et d'épaisseur : le moho est localisé vers 40-45 km de profondeur sous les sommets de l'Argentera (environ 3000 m d'altitude) alors qu'il est à seulement 27 km de profondeur sous le littoral, une soixantaine de kilomètres plus au sud (Masson et al., 1999 ; Thouvenot et al., 2007). La croûte continentale de la marge nord ligure s'amincit en quelques dizaines de kilomètres depuis la côte jusqu'au bassin avec une transition à une croûte océanique atypique de 4 km d'épaisseur (Chamot-Rooke et al., 1999).

B- La sismicité.

La région Alpes du Sud – Bassin Ligure est une des plus sismiques d'Europe occidentale. D'une part du point de vue historique, le séisme Ligure du 23 février 1887 ($M > 6,5$) est le plus fort événement recensé sur les deux cent dernières années et d'autre part du point de vue instrumental, entre janvier 1980 et mars 2008, le catalogue de sismicité du Bureau Central Sismologique Français répertorie sur cette zone 5717 séismes. Dans les années quatre vingt de nombreux travaux (localisation, détermination de mécanismes au foyer...) ont été réalisés par Nicole Béthoux à l'observatoire de Monaco. En 1999, avec l'appui du programme PNRN de l'INSU, nous avons lancé une série de projets destinés à actualiser les connaissances depuis l'installation des nouvelles stations, à faire le lien avec l'aléa sismique et à préciser les relations faille-sismicité.

1. La sismicité historique

Durant les mille dernières années et jusqu'à 1920, le sud-est de la France et le nord-ouest de l'Italie ont subi 58 séismes historiques répertoriés (Larroque et al., 2001 ; annexe II-1). La mise à jour du catalogue de sismicité historique est consultable sur <http://www.sisfrance.net/> et sur <http://emidius.mi.ingv.it/>.

L'importance de la sismicité historique dans les Alpes Maritimes est visible dans de nombreux villages de l'arrière-pays dans lesquels on observe les confortements successifs des bâtiments réalisés après les secousses (Laurenti, 2006). Au moins deux de ces séismes ont causé des pertes importantes en vies humaines et des dégâts majeurs (Figure II-12 et Figure I-11) :

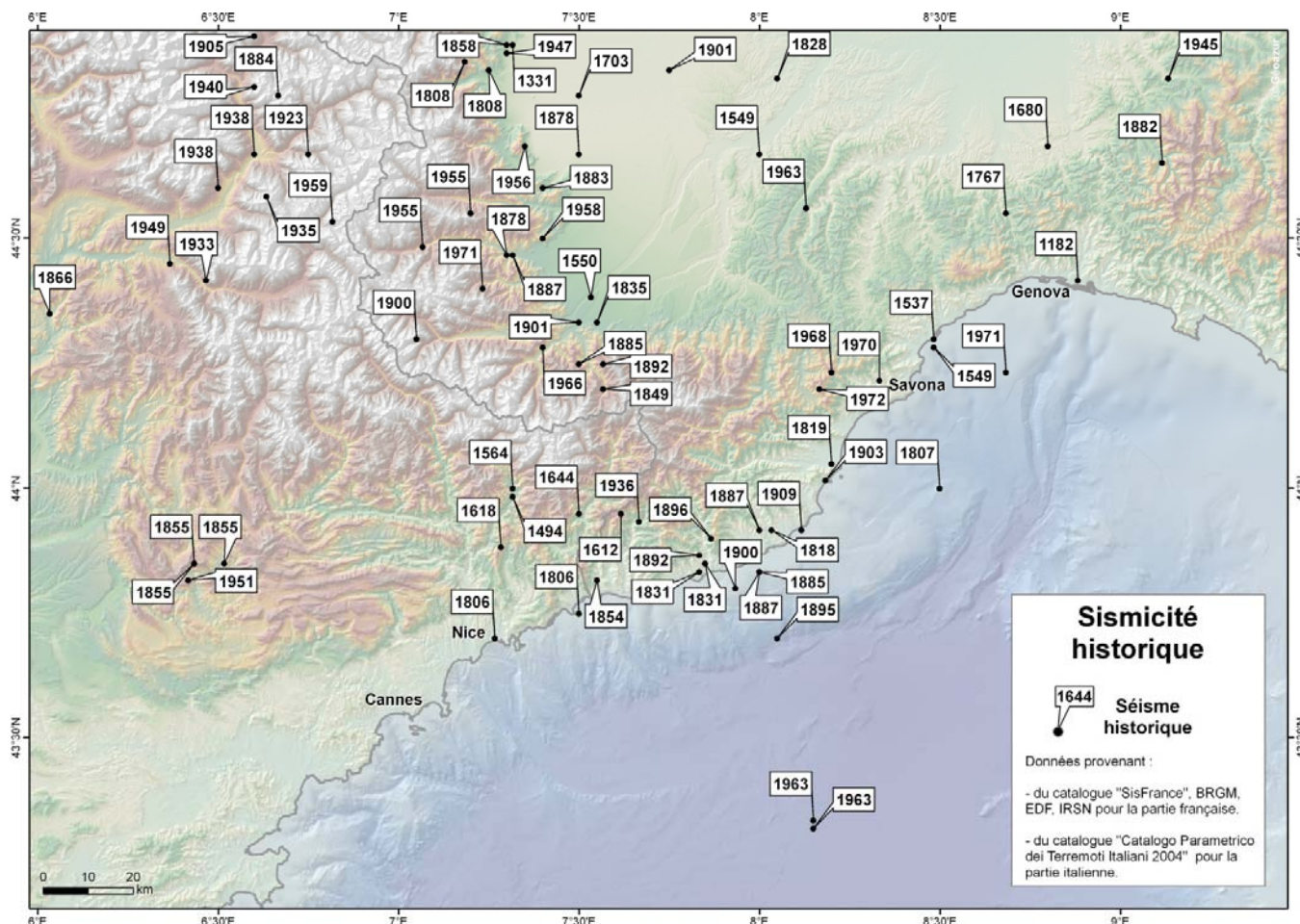


Figure II-12 : Carte de la sismicité historique (1182 - 1979 A.D.) pour les événements d'intensité supérieure à VI (d'après les données SISFRANCE et le Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2004, voir annexe II-1 et II-2A).

- Le séisme de Roquebillière, dans la vallée de la Vésubie (20 juillet 1564, I=VIII-IX MSK), pour lequel les indices (localisation, niveau d'intensité) sont peu sûrs. La localisation repose essentiellement sur l'endroit du maximum de dégâts sachant qu'il n'est pas exclu que ces dégâts importants soient la conséquence d'effets de site ou d'effets induits.
- Le séisme Ligure (23 février 1887, I=IX MCS), qui a été récemment relocalisé plus près de la côte par Bakun et Scotti (2006) et pour lequel une magnitude équivalente de 6,5-6,7 est proposée. Cet événement a aussi produit un tsunami [avec des run-up de 2 m maximum entre Cannes et Gênes (Eva et Rabinovitch, 1997)] que nous avons étudié, avec Mansour Ioualalen, lors du stage de Master 2 de Sabine Charlier (Charlier, 2007) afin de retrouver la cinématique de la faille activée.

La localisation des épicentres historiques n'est pas assez précise pour relier ces différents événements à des structures connues dans la géologie de surface. De plus, aucune rupture de surface correspondant à ces événements n'a pour l'instant été identifiée. Néanmoins, l'analyse des données fait ressortir que plus de la moitié des séismes répertoriés dans l'annexe II-1 se concentrent dans trois zones : la vallée de la Vésubie, la Côte Ligure et le Piémont (Figure II-12).

De nombreux événements ressentis sur la côte Ligure ont des épicentres situés en mer ; par conséquent leur localisation est particulièrement discutable [voir Bakun et Scotti (2006) pour le cas du

séisme Ligure]. A l'ouest de la vallée du Var, en particulier dans l'arc de Castellane, hormis l'événement du 12 décembre 1855, peu de séismes historiques sont mentionnés en comparaison des autres zones.

2. La sismicité actuelle

Quelle que soit l'échelle d'observation, la distribution des épicentres présente un caractère diffus (Figure II-13). Les magnitudes sont faibles à modérées : un séisme de magnitude $M_b=6,0$ a été enregistré le 19 juillet 1963 dans le bassin [43,33N-8,11E] et un séisme de magnitude 4-5 se produit assez régulièrement tous les 5 ans. Entre 1920 et 2000, soixante seize événements de magnitude 4,0-6,0 ou d'intensité supérieur à V MCS se sont produits (voir annexe II-2).

La microsismicité est par contre permanente : plus de 5000 événements ont été répertoriés depuis 1980 par le BCSF. Des crises surviennent de temps en temps et produisent des essais remarquables, comme en 1983 à Saorge (Hoang-Trong et al., 1987), en 2000 à Peille (Courboulex et al., 2003 ; Courboulex et al., 2007) ou en 2003 à Barcelonnette (Jenatton et al., 2007). Les profondeurs déterminées sont le plus souvent comprises entre 5 et 10 km mais il y a deux zones dans lesquelles on enregistre des séismes plus profonds (18-25 km) : l'arc piémontais au nord du Massif de l'Argentera et le Bassin Ligure.

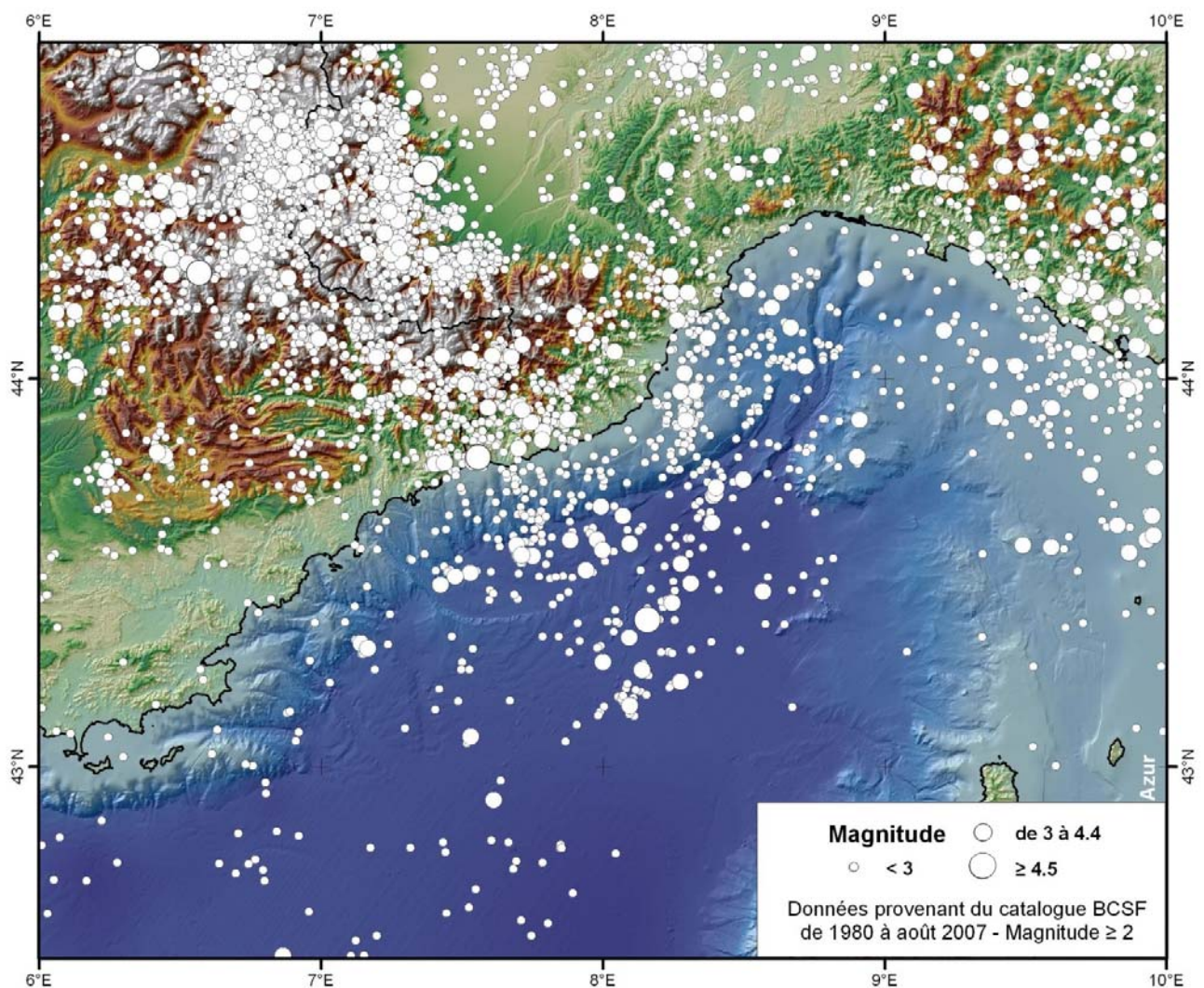


Figure II-13 : Distribution des épicentres pour les séismes de magnitude supérieure à 1 de 1980 à 2007 (catalogue BCSF).

La sismicité est diffuse mais elle n'est pas répartie de façon homogène, l'essentiel est concentré sur le flan nord du Massif de l'Argentera et sur la marge nord-Ligure. On note un alignement d'épicentres correspondant à la trace d'une faille connue en surface (non visible à l'échelle de la figure II-13) entre Saorge et Taggia (Augliera et al., 1994 ; Larroque et al., 2001).

En 2008, du Massif de l'Argentera à la Corse une cinquantaine de stations permettent d'observer la sismicité (Figure II-13). Ces stations appartiennent à différents réseaux et bien que les cartes de sismicité soient les observations de premier ordre pour l'analyse la déformation active, il n'est pas possible de disposer actuellement d'une carte complète et cohérente sur la région car il n'y a pas de catalogue (localisation et

magnitude unique pour chaque événement) commun à l'ensemble des réseaux. C'est un problème, en particulier depuis 1995 et l'installation de nouvelles stations sur la région qui ne sont pas prises en compte

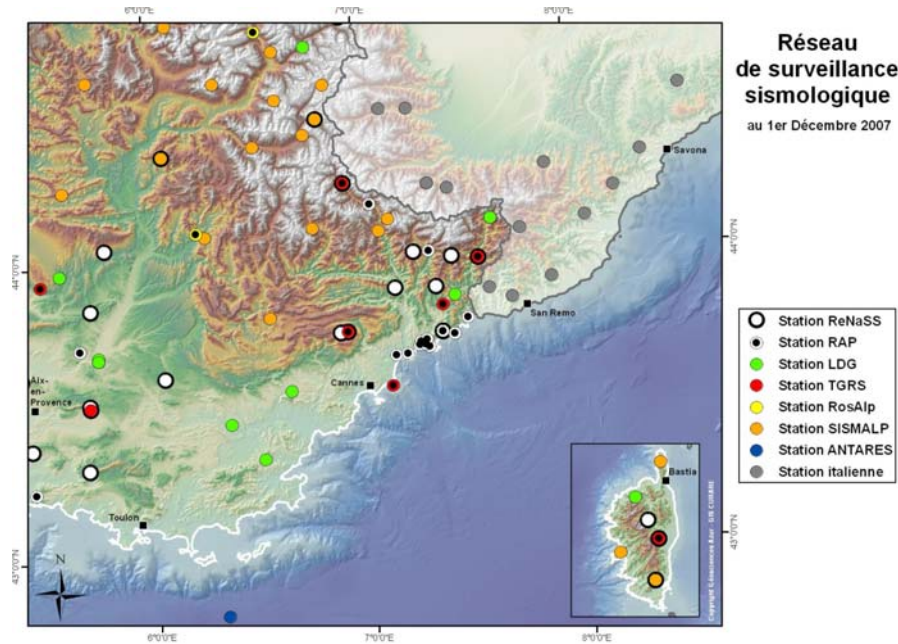


Figure II-14 : Carte des stations sismologiques et de leur appartenance aux différents réseaux.

pour la localisation (réseau TGRS, réseau RAP). Ainsi, quand on analyse des cartes issues de banques de données différentes (Figure II-14), il faut s'interroger sur la représentativité de ce qu'on voit ? Dans le programme de recherche européen INTERREG, le projet alcotra, piloté par l'Université de Gênes, devrait permettre l'important travail de compilation et d'analyse des données pour aboutir à un catalogue commun. Les données de l'ensemble des stations devrait donc pouvoir être intégrées pour fournir une image unique et aussi complète que possible de sismicité de cette région. Un des objectifs importants sera de pérenniser ce travail.

En 2008, du Massif de l'Argentera à la Corse une cinquantaine de stations permettent d'observer la sismicité (Figure II-13). Ces stations appartiennent à différents réseaux et bien que les cartes de sismicité soient les observations de premier ordre pour l'analyse la déformation active, il n'est pas possible de disposer

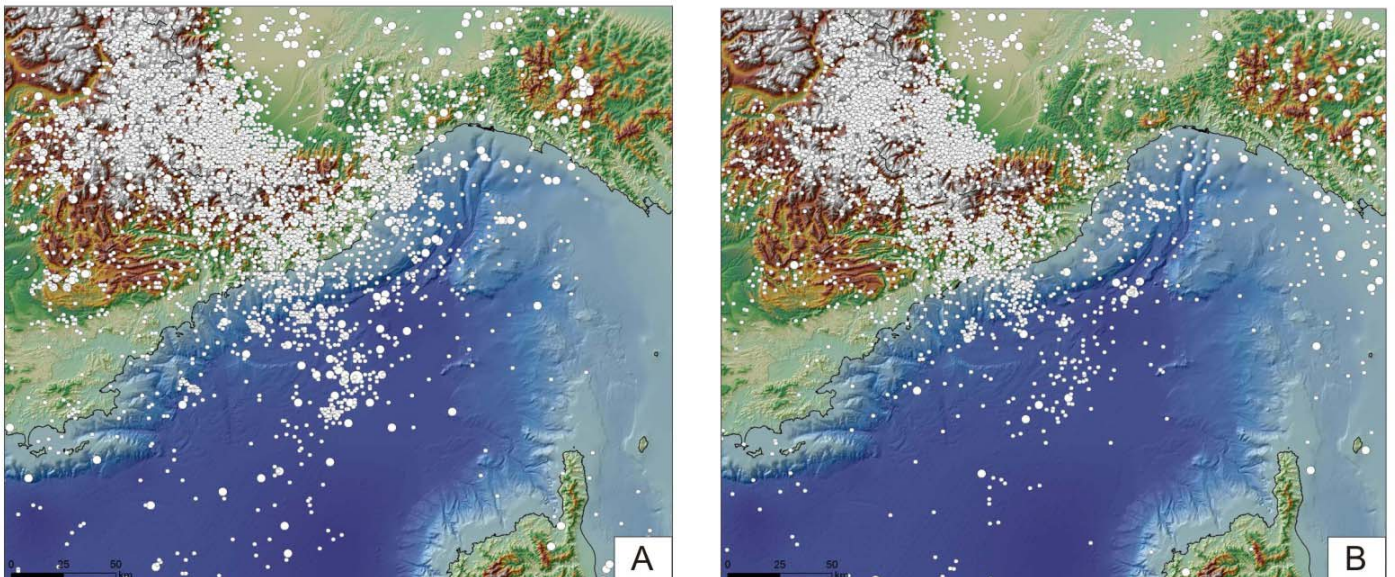


Figure II-15 : Cartes de sismicité pour les séismes de magnitude supérieure à 1,5 (1980-2007). Ces cartes ont été élaborées à partir de la base de données du LDG (A) et de la base de données du ReNaSS (B). Les différences sont notables, elles proviennent principalement du fait que les stations et les programmes utilisés pour la localisation ne sont pas les mêmes.

actuellement d'une carte complète et cohérente sur la région car il n'y a pas de catalogue (localisation et magnitude unique pour chaque événement) commun à l'ensemble des réseaux. C'est un problème, en particulier depuis 1995 et l'installation de nouvelles stations sur la région qui ne sont pas prises en compte pour la localisation (réseau TGRS, réseau RAP). Ainsi, quand on analyse des cartes issues de banques de

données différentes (Figure II-14), il faut s'interroger sur la représentativité de ce qu'on voit ? Dans le programme de recherche européen INTERREG, le projet alcotra, piloté par l'Université de Gênes, devrait permettre l'important travail de compilation et d'analyse des données pour aboutir à un catalogue commun. Les données de l'ensemble des stations devrait donc pouvoir être intégrées pour fournir une image unique et aussi complète que possible de sismicité de cette région. Un des objectifs importants sera de pérenniser ce travail.

3. Les déformations associées aux séismes

Aucune rupture de surface actuelle ou récente n'a été caractérisée dans la région. Un certain nombre d'indices de déformation récente sont répertoriés (Larroque et al., 2001 ; Sanchez et al., 2008 ; Scotti et al., 2008) et je reparlerai de ceux sur lesquels j'ai travaillé dans la partie suivante. Au contraire des données de terrain pour l'instant peu démonstratives, de nombreux mécanismes au foyer ont été déterminés, y compris pour des événements de faible magnitude, grâce aux nombreux enregistrements disponibles.

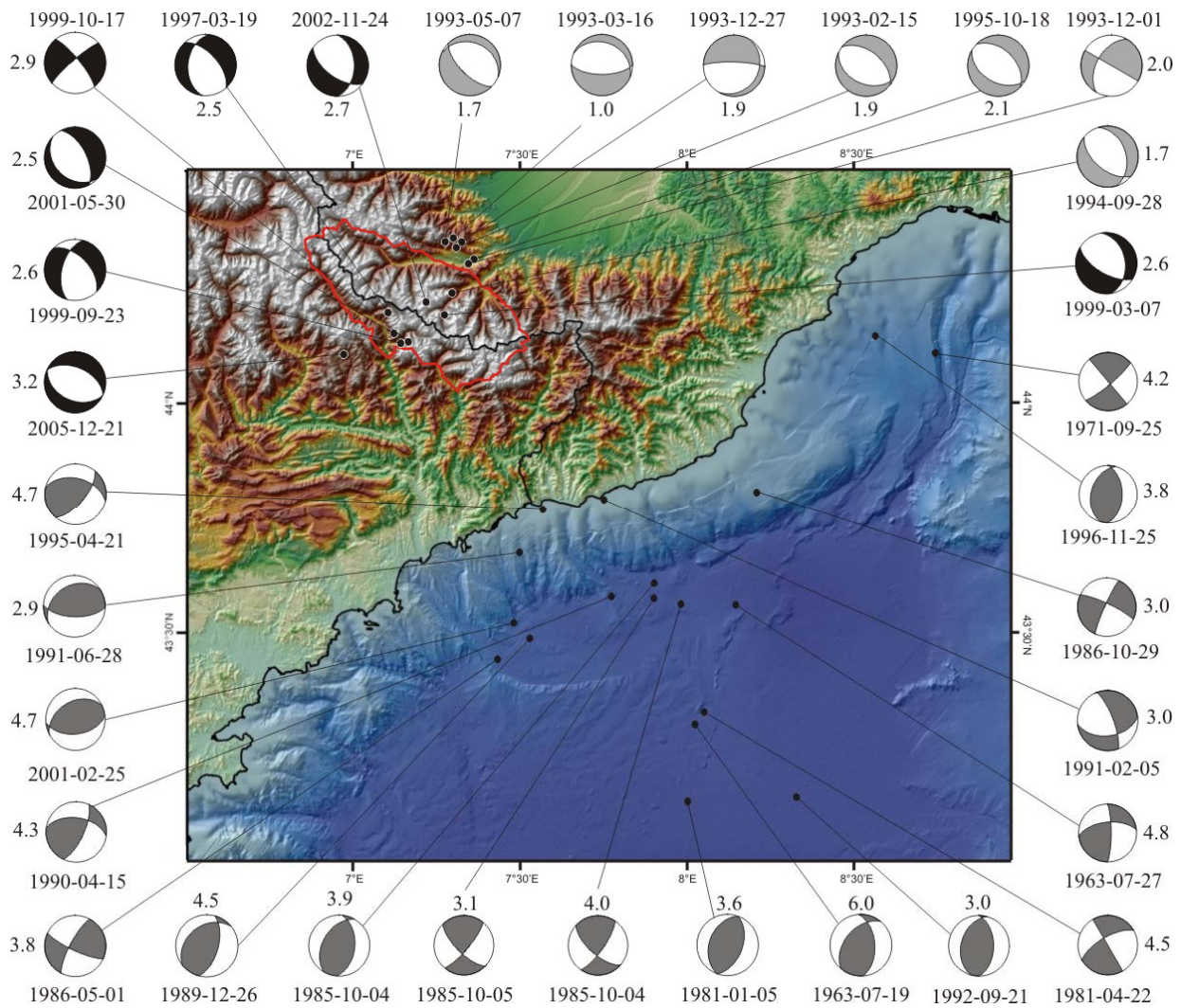


Figure II-16 : Mécanismes au foyer et magnitude des principaux événements dans le Massif de l'Argentera et sur la marge nord ligure (d'après Larroque et al., sous presse). En noir, les nouvelles solutions déterminées par Godel (2003) et en gris les mécanismes issus de la littérature.

Sur la marge nord Ligure, les mécanismes déterminés pour des événements de magnitude 3,0-6,0 sont principalement en faille inverse et en décrochement avec des profondeurs focales de 3 à 18 km (Figure II-16). Ces mécanismes font apparaître deux groupes de plans nodaux suivant les directions N20-N40°E et N110-N130°E. Les directions correspondent à celles des structures majeures de la marge (Figure II-11), failles normales et failles transformantes, qui se sont développées durant le rifting oligo-miocène et qui seraient maintenant réactivées (Réhault et al., 1984 ; Béthoux et al., 1992 ; Rollet et al., 2002). Les données de sismique actuelles ne permettent pas vraiment d'argumenter sur ce point, aucune structure d'inversion des failles normales n'a été mise en évidence (Rollet et al., 2002), peut-être cette inversion est-elle encore de trop

faible ampleur, ou alors la réactivation se ferait plutôt en transpression (Larroque et al., 2006) ? Les profondeurs focales sont variables quel que soit le mécanisme même si les mécanismes en faille inverse sont majoritairement plus profonds que les décrochements, la séparation n'est pas claire et l'imprécision sur les hypocentres en mer ne permet d'en tirer de conclusion.

Sur la partie « arc de Nice », les déterminations que nous avons pu faire (Courboulex et al., 2001 ; Courboulex et al., 2007) confirment dans les grandes lignes ce qui était connu auparavant (Madeddu et al., 1996 et Baroux et al., 2001) : les mécanismes sont essentiellement décrochants. Les profondeurs focales montrent que le socle cristallin est impliqué dans la déformation (Courboulex et al., 2003). C'est un point important qui est discuté, par exemple, en Provence ou, suivant la profondeur des hypocentres, la déformation est interprétée comme résultant du glissement gravitaire de la couverture sédimentaire (Claude Rangin, com. pers.) ou comme résultant de l'état de contrainte crustal (Cushing et al., 2007).

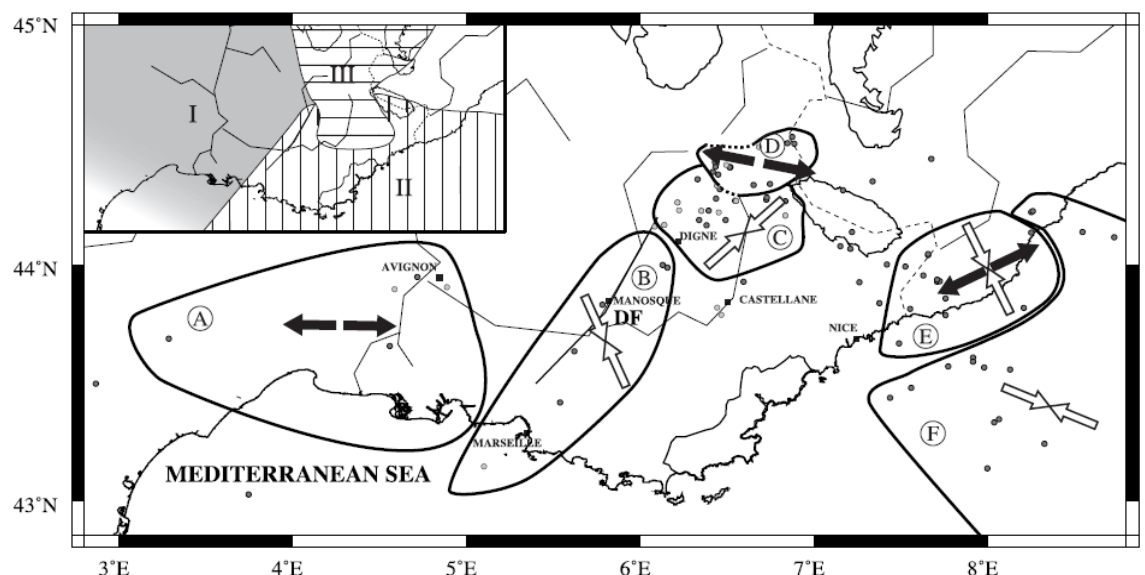
Dans le cadre du DEA de Bélinda Godel (Godel, 2003), sept nouveaux mécanismes au foyer ont été déterminés sur la zone de l'Argentera, pour des séismes de magnitude supérieure à 2 survenus entre 1995 et 2002 (Figure II-16 ; compte tenu de la position du massif sur la frontière franco-italienne, pour avoir le catalogue le plus complet possible nous avons utilisé des données des réseaux français ReNaSS et SISMALP ainsi que les données du RSNi fournies par les collègues de l'Université de Gênes). Six de ces mécanismes sont en faille normale ce qui constitue un résultat nouveau et important par rapport aux études antérieures bien que peu de mécanismes étaient disponibles sur le Massif proprement dit et qu'aucun n'était bien contraint (Madeddu et al., 1996 ; Eva et al., 1997). Les profondeurs focales pour ces séismes en faille normale sont au maximum de 12 km. Au nord-est du Massif sous la plaine du Po, les mécanismes déterminés sont, par contre, en faille inverse et les foyers sont plus profonds ~20 km (Eva et al., 1998 ; Cattaneo et al., 1999). Ils forment la terminaison sud de l'arc de sismicité piémontais (Rothé, 1942).

C- Le champ de contrainte récent et actuel.

De nombreux travaux de microtectonique ont permis la reconstitution de l'évolution du champ de contrainte régionale dans les Alpes du Sud durant le Néogène. La synthèse proposée par Ritz (1992) met en évidence une succession d'événements depuis l'Oligocène qui ont pu être corrélés aux épisodes tectoniques datés dans les zones externes des chaînes subalpines. Du Miocène moyen au Quaternaire, les nappes de Nice et de Castellane étaient dans un régime tectonique compressif avec une contrainte principale maximum horizontale et orientée globalement N-S.

Plusieurs reconstitutions du champ de contrainte actuel sont proposées, principalement à partir de l'inversion des mécanismes au foyer (Madeddu et al., 1996 ; Eva et Solarino, 1998 ; Baroux et al., 2001 et

Figure II-17 :
Distribution des orientations de contrainte en Provence, Alpes du Sud et Bassin Ligure (d'après Baroux et al., 2001). Les flèches noires et les flèches blanches indiquent respectivement la direction de σ_1 et de σ_3 et les ronds sont les épicentres des séismes principaux. A, B, C, D, E et F correspondent aux domaines ayant un régime de contrainte homogène déterminés par l'inversion d'une centaine de mécanismes au foyer.



Godel, 2003). Toutes ces inversions produisent un champ de contrainte hétérogène qui varie rapidement dans l'espace. Dans la nappe de Nice et en Ligurie, le régime de contrainte est décrochant avec σ_1 orientée N155°E (E, Figure II-17) et dans le Bassin Ligure le régime est compressif avec σ_1 orientée N115°E (F, Figure II-17). Au nord du Massif de l'Argentera, le régime est extensif avec σ_1 orientée N100°E (D, Figure II-17), on retrouve là le résultat proposé par Sue et al. (1999) pour les domaines Briançonnais et Ubaye. Ces éléments généraux se retrouvent dans pratiquement tous les travaux publiés sur la région, à quelques

variantes près. Par exemple Madeddu et al. (1996) proposent aussi un régime compressif pour la marge nord Ligure mais avec σ_1 orientée N140°E.

Dans le Massif de l'Argentera, les nouveaux mécanismes au foyer déterminés par Godel (2003) ont permis la constitution d'une base de données avec 156 autres mécanismes issus de la littérature sur la zone 6°30'E-8°E et 44°N-44°50'N. Soixante quatorze d'entre eux ont été retenus pour l'inversion suivant les critères de qualité décrits dans Godel (2003). L'inversion simultanée des mécanismes sur l'ensemble de la région n'a pas permis de déterminer une solution satisfaisante. La Figure II-18 montre le découpage en quatre zones, chaque zone représentant un nombre d'événements proches géographiquement et ayant un mécanisme compatible avec un tenseur des contraintes uniforme.

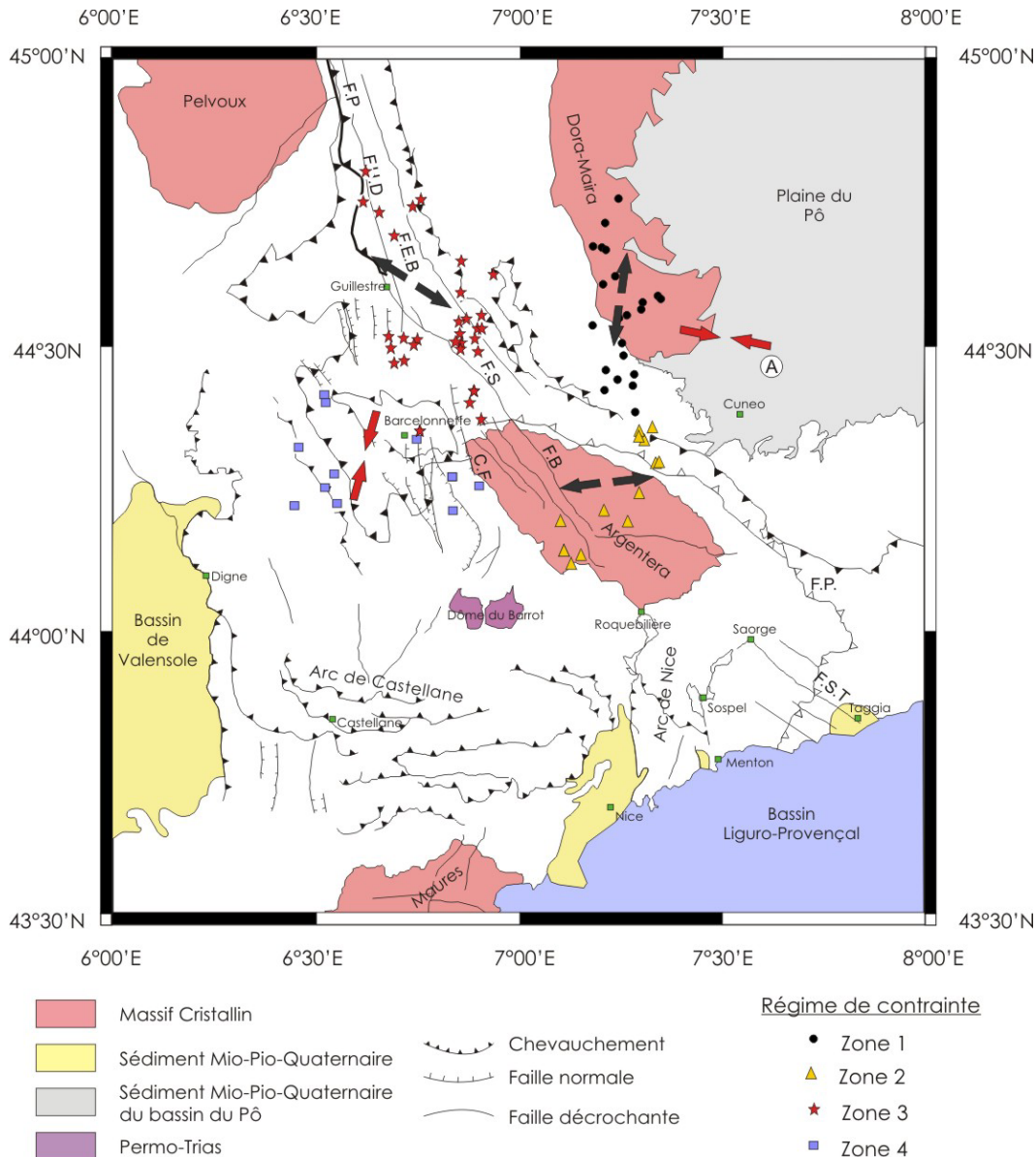


Figure II-18 : Direction de contraintes pour les quatre zones homogènes déterminées à partir de l'inversion des mécanismes au foyer : 21, 13, 29 et 11 mécanismes pour les zones 1, 2, 3 et 4 respectivement (modifié d'après Godel, 2003). Les flèches rouges indiquent les directions moyennes de compression et les flèches noires les directions moyennes d'extension. Les résultats obtenus par Eva et al. (1998) dans la Plaine du Po correspondent au A. F.P., front Pennique ; F.S., faille Saorge-Taggia ; C.F., faille du Camp des Fourches ; F.S., faille de Sérénne ; F.H.D., faille de la Haute Durance ; F.E.B., faille Est-Briançonnaise ; F.B., faille Argentera-Bersézi.

Au nord du Massif de l'Argentera (Figure II-18), la zone 1 est en régime extensif suivant l'azimut N4°E. La zone 3, entre le Massif du Pelvoux et l'Argentera, est aussi en extension suivant la direction 120°E et la zone 4, correspondant à la nappe de Digne, est en régime compressif suivant la direction N30°E. Le résultat principal de cette étude est la mise en évidence du régime extensif sur le Massif de l'Argentera (zone 2) et sa périphérie suivant une direction N45°E à N75°E. Les treize mécanismes utilisés pour déterminer le tenseur de la zone 2 sont bien contraints, seuls deux d'entre eux sont décrochants alors que tous les autres sont en faille normale. Comme signalé au paragraphe précédent, une caractéristique importante à noter est que ce régime extensif semble affecter essentiellement la partie supérieure de la croûte, en tous cas à moins de 10 km.

Ce régime tectonique en extension sur le Massif de l'Argentera est en contradiction avec les résultats d'études antérieures qui proposaient une régime compressif (Bossolasco et al., 1972 ; Madeddu et al., 1996). Bien que le nombre de mécanismes déterminé reste faible, avec les huit nouveaux mécanismes et un

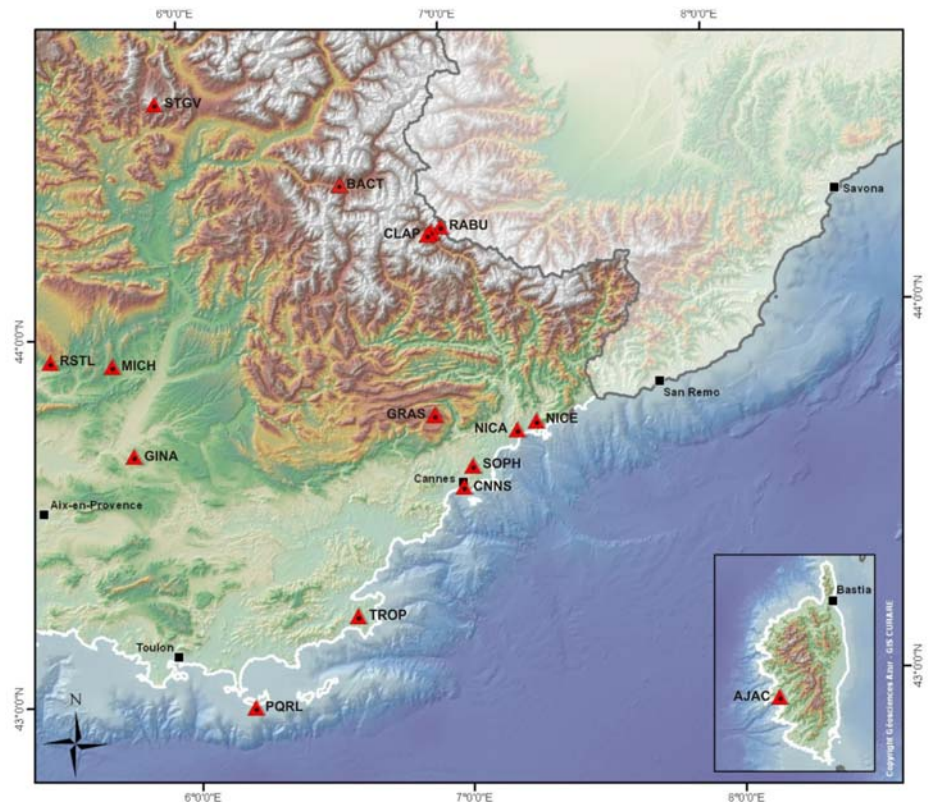
ensemble bien contraint, ce résultat semble plus fiable que les précédents. Eva et al. (1997) avaient déjà proposé un régime extensif sur la zone Argentera-Briançonnais mais avec peu de mécanismes dans le massif lui-même. Ces auteurs ont aussi mis en évidence un régime compressif au nord-est du Massif de l'Argentera, à la limite de la Plaine du Po, la terminaison de l'arc de sismicité piémontais présente des profondeurs focales situées au-delà de 20 km avec des mécanismes principalement compressifs (A, Figure II-18).

D- Les déplacements mesurés par la géodésie.

Les techniques de géodésie spatiale offrent maintenant la possibilité de détecter des mouvements de l'ordre du millimètre par an sur des distances de plusieurs centaines de kilomètres. La mesure des mouvements permet de quantifier la déformation accommodée par les structures géologiques actives (ou par une zone tectonique lorsque ces structures ne sont pas identifiées).

Dans les domaines à faible déformation, au-delà du savoir faire technique et des capacités des réseaux (mesures permanentes, nombre de stations, qualité des sites...), l'obtention d'un rapport signal/bruit suffisamment faible pour détecter un signal tectonique dépend du temps de mesure. C'est un élément essentiel de la crédibilité des résultats proposés. Compte tenu d'une vitesse de l'ordre d'un millimètre par an sur la région Argentera-Corse (Figure II-3), il est nécessaire d'avoir au minimum 5 années de mesure pour commencer à discuter et certainement plus de 10 ans pour proposer des interprétations fiables. A la jonction Alpes – Bassin Ligure, les premières stations permanentes du réseau RENAG ont été installées en 1996. En 2008, quinze stations dans le domaine alpin et provençal et une station en Corse composent ce réseau (Figure II-19) auxquelles on adjoint certaines stations italiennes pour les calculs sur la région.

Figure II-19 : Carte des stations GPS du réseau RENAG sur la zone sud des Alpes et la Corse (<http://webrenag.unice.fr>). Ces stations GPS permanentes ont été installées à partir de 1996 (GRAS), 1998 (GINA, MICH), 2000 (AJAC, NICE), 2001 (SOPH), 2002 (RSTL), 2003 (CLAP, NICA, PQRL, RABU), 2005 (CNNS, TROP), 2007 (BACT, STGV).



Compte tenu de la jeunesse du réseau, les premières mesures de déformation sont issues de la combinaison des données de géodésie terrestre et de géodésie spatiale. En 1998 et 2001, à l'occasion de deux stages d'étudiants, ingénieurs topographes de l'ENSAIS (Loïc Galisson et Sébastien Menet), encadrés par Eric Calais, plus de cinquante sites de triangulation ont été revisités et trente cinq ont pu être remesurés par GPS. Des déformations significatives ont ainsi été mises en évidence sur une période de 50 ans (Calais et al., 2000). Dans l'arc de Castellane, le taux de déformation mesuré est très faible et proche de celui obtenu par Ferhat et al. (1998) pour la Provence orientale. Ce taux de déformation est, par contre, deux fois supérieur dans la région Argentera - côte Ligure, ce qui est cohérent avec la différence de sismicité entre l'est et l'ouest de la région. De l'Argentera à la côte, les résultats font apparaître un raccourcissement de 2-4 mm/an suivant une direction N-S à NW-SE. Ce taux de raccourcissement nous semblait trop important car il correspondait à la moitié de la valeur proposée pour le rapprochement Afrique/Europe (6,2+/-0,5 mm/an suivant la direction N17°W ; d'après DeMets et al., 1994) alors qu'on n'incorporait pas, dans ce réseau, les zones les plus

actives : les Maghrébides d'une part et la marge nord ligure d'autre part. Au-delà de l'intérêt méthodologique de ces expériences, il apparaissait que la direction trouvée était certainement significative mais le taux de déformation était sans doute surestimé et correspondait à une borne supérieure (Eric Calais, com. pers.).

Plus récemment, Calais et al. (2002) proposèrent un raccourcissement à travers le Massif de l'Argentera et le Bassin Ligure mais avec une valeur ramenée à 1 mm/an. Ce raccourcissement serait contrôlé par la rotation de la microplaque Adriatique avec un pôle centré sur Turin (Figure II-6) mais Serpelloni et al. (2005) déterminent un pôle de rotation plus à l'ouest pour la microplaque Adriatique qui devrait entraîner de l'extension dans le Massif de l'Argentera. Comme la région se trouve, dans tous les cas, très proche du pôle de rotation, même un petit changement de localisation de ce pôle peut radicalement changer le régime de déformation.

En 2008, Jean-Mathieu Nocquet a recalculé la position des stations GPS permanentes AJAC, GRAS, NICE et RABU du réseau RENAG ainsi que TORI (Turin) et GENO (Gênes) situées en Italie (Figure II-20). La station CLAP n'a pas été utilisée puisqu'elle se situe sur le glissement de terrain de Saint Etienne de Tinée. Les résultats sont exprimés par le taux de changement de la longueur des lignes de base ce qui permet de s'affranchir du système de référence utilisé pour le calcul des vitesses. Les lignes de base utilisées dans cette étude recoupent les structures majeures que nous supposons actives. Plusieurs résultats sont à discuter (Figure II-20 ; Larroque et al., sous presse) :

- Il est admis que l'essentiel du raccourcissement Afrique(Nubie)/Europe est accommodé le long de la chaîne des Maghrébides (Nocquet et Calais, 2004 ; Serpelloni et al., 2007). Les nouvelles données montrent que les lignes de base AJAC-GRAS, AJAC-NICE, AJAC-TORI et AJAC-GENO se raccourcissent de 0,4-0,8 mm/an. Ceci suggère qu'environ 10% du mouvement Nubie/Europe est transféré au bloc Corso-Sarde qui se rapproche ainsi du continent.

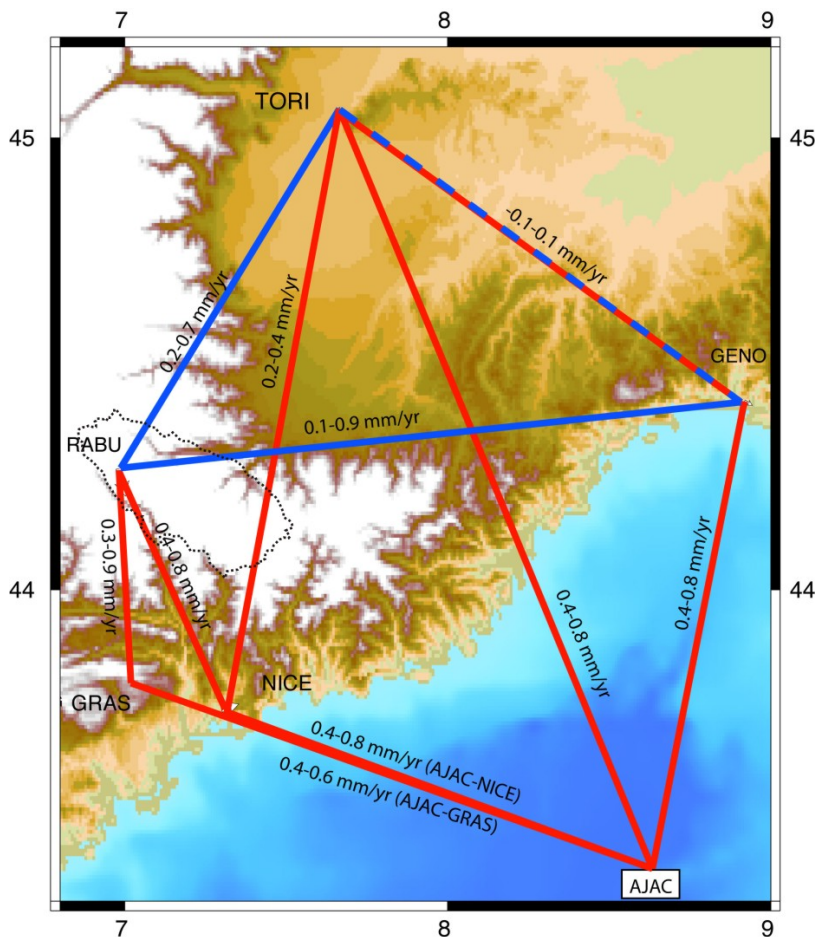


Figure II-20 :
Localisation des stations GPS utilisées pour définir la cinématique de la jonction Alpes – Bassin Ligure [la station AJAC (Ajaccio) a été déplacée vers le nord pour réduire la figure], d'après Larroque et al., sous presse. Les lignes de base en extension sont en bleu et celles en compression sont en rouge. La limite du Massif de l'Argentera est en pointillée.

- La ligne RABU-TORI subit un allongement au taux de 0,2-0,7 mm/an. Le site TORI étant situé dans la plaine du Po et le site RABU à l'ouest de la faille Argentera-Bersezio (Figure II-11), cette ligne intègre les mouvements possibles, d'une part le long des chevauchements aveugles cachés sous la plaine du Po (Burrato et al., 2003) et d'autre part dans le Massif de l'Argentera (Godel, 2003). Si le système chevauchant aveugle à vergence nord était actif, on devrait observer un raccourcissement de cette ligne

de base. Il semble donc que l'allongement mesuré témoigne d'un mouvement d'extension dans le Massif de l'Argentera.

- La ligne de base RABU-NICE montre un raccourcissement de 0,3-0,8 mm/an. Ce résultat est en accord avec les directions de compression proposées par Baroux et al. (2001) et Courboux et al. (2007) ainsi qu'avec la direction de raccourcissement proposée par Calais et al. (2000) mais le taux de raccourcissement est là diminué d'un facteur 10.
- La ligne TORI-NICE est raccourcie à un taux de 0,2-0,4 mm/an. Cette ligne intègre les mouvements le long des deux lignes de base précédentes et témoigne que le raccourcissement entre la côte et le flan sud du Massif de l'Argentera est probablement un peu plus important que l'extension dans l'Argentera.

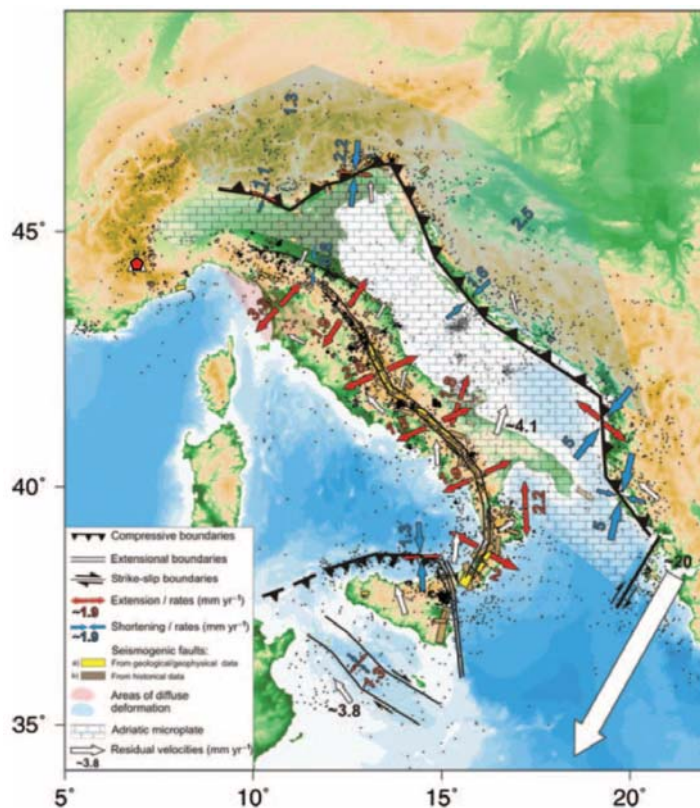
Les résultats de la géodésie témoignent de mouvements qui sont de l'ordre de 0,5 mm/an sur des distances de l'ordre de 100 km. Sur une telle distance, plusieurs failles sont susceptibles d'accommoder la déformation, on peut en conclure que le taux de glissement attendu sur une faille précise serait au maximum de 0,1 mm/an. Enfin il faut noter que les valeurs discutées (< 1 mm/an) sont de l'ordre de grandeur de la capacité de mesure du réseau. Les résultats obtenus doivent donc être considérés comme des « tendances » qui devront être confirmées dans l'avenir. Néanmoins, la période minimum de mesure, 5 ans pour la station RABU, permet déjà de discuter les résultats et de les confronter aux autres données sur la région.

Les données sur les mouvements verticaux sont moins nombreuses. Pour l'instant, seules des mesures de nivellement sont disponibles. Par des comparaisons de nivellements historiques sur des profils de 1^{er}, 2^{ème} et 3^{ème} ordre, Moine et al. (1998) mettent en évidence une importante subsidence, de l'ordre de 3 mm/an, de l'Argentera et de sa partie sud. La largeur du domaine concerné, de 30 à 40 km, amène les auteurs à proposer qu'un processus d'échelle crustale contrôle cette subsidence. L'essentiel des mesures sont réalisées en fond de vallée ce qui exclut l'influence des glissements de versant, néanmoins compte tenu des fortes valeurs trouvées ces mesures demanderaient à être confirmées.

E- La jonction Alpes – Bassin Ligure est-elle un domaine intraplaque ?

Les domaines intraplaques sont définis au premier ordre par leur distance à une limite de plaque. Il n'y a pas de seuil précis mais on peut considérer que quelques centaines de kilomètres sont nécessaires pour se trouver en dehors de l'influence directe et prépondérante de la déformation aux limites. Au second ordre, ce sont les caractéristiques de la déformation (origine, distribution, vitesse...) qui sont déterminantes.

Figure II-21 : Cinématique de la microplaque Adriatique (d'après Serpelloni et al., 2005). La microplaque Adriatique est représentée par le symbole des briques. Les taux de divergence (flèches rouges) et de convergence (flèches bleues) sont indiqués en mm/an. Les points correspondent à la sismicité ($M > 3$) et les failles sismogènes sont surlignées. Le symbole rouge correspond au pôle de rotation déterminé dans cette étude, à comparer avec celui proposé par Calais et al. (2002), voir Figure II-6.



Le cas de la jonction Alpes – Bassin Ligure est ambigu. En effet, la limite de plaque actuelle entre l'Afrique et l'Eurasie se trouve au niveau des Maghrébides (voir § I. A- 2.), c'est-à-dire environ 1000 km plus

au sud mais la microplaque Adriatique borde le domaine Alpes – Ligurie au nord. La question est donc de savoir si le mouvement de cette microplaque (Figure II-6 et Figure II-21) contrôle tout ou partie de la déformation sur ses bordures ?

Tout d'abord, la question de l'existence de la microplaque Adriatique n'a pas de réponse simple. Les récentes données de géodésie (*e.g.* Calais et al., 2002 ; Serpelloni et al., 2005) confortent l'existence d'un bloc Adriatique qui serait indépendant ou partiellement indépendant de la plaque Afrique, comme l'avait déjà suggéré Anderson et Jackson (1987) à partir des données sismotectoniques. Cependant, les récents séismes de Colfiorito ($M_s=6,1$ - 26/09/1997) et de l'Aquila ($M_w=6,3$ - 06/04/2009) ainsi que la sismicité distribuée au travers de cette plaque (*e.g.* Mantovani et al., 1990 ; Kiratzi, 1994) démontrent que les déformations internes sont importantes au regard des déformations à ses limites et que son existence est par conséquent discutable.

L'influence de la rotation antihoraire de la microplaque Adriatique sur son environnement est aussi dépendante de la position de son pôle de rotation. Plusieurs pôles sont proposés : suivant l'hypothèse de Calais et al. (2002) le pôle se trouve vers Turin (Figure II-6), la déformation prédite dans le domaine sud des Alpes est alors en décrochement dextre avec une composante de compression, par contre si le pôle est situé vers Grenoble (Figure II-21), comme le proposent Serpelloni et al. (2005), alors la déformation de ce domaine présenterait une composante extensive.

Au-delà de ces discussions, deux points me semblent importants concernant la jonction Alpes – Bassin Ligure :

- le très faible taux de déformation observé (Figure II-3 et Figure II-20) : ~1 mm/an réparti sur environ 100 km suivant l'axe N-S (il faut noter que quelle que soit l'interprétation, cette zone est très proche du pôle de rotation de la microplaque Adriatique et que par conséquent les mouvements sur sa limite sont très faibles à cet endroit),
- les caractéristiques de la déformation, en particulier son caractère diffus, réparti sur une multitude de structures héritées du Massif de l'Argentera à la marge nord ligure.

Ces observations plaident en faveur de l'appartenance de la jonction Alpes – Bassin Ligure à un domaine intraplaque instable.

F- Peut-il exister des escarpements produits par des failles actives dans la région ?

Le taux de glissement actuel sur les failles de la région serait au maximum de l'ordre de 0,1 mm/an (Larroque et al., 2001 ; Figure II-20). On peut raisonnablement penser que cette valeur est extrapolable à la période post-glaciaire (10 ka B.P.). A l'échelle régionale, c'est aussi la valeur proposée pour le glissement court terme sur la faille de la Durance mais, dans ce cas, le glissement long terme estimé est plus faible, de l'ordre de 0,01-0,07 mm/an pour les derniers millions d'années (Cushing et al., 2007). Est-on dans le même cas pour les failles de la jonction Alpes – Bassin Ligure ? Difficile de répondre à cause du manque de données sur le long terme. On retrouve ici le problème de la variation dans le temps des vitesses de glissement long terme sur les failles, tel qu'il est posé à partir du cas de la faille de Reelfoot par exemple (Calais et Stein, 2009).

Une des caractéristiques importantes des failles lentes est qu'elles peuvent apparaître inactives à l'échelle de plusieurs milliers d'années car leur expression morphologique est atténuée, voir même effacée, par suite de l'érosion. L'estimation des taux d'érosion est lui aussi un exercice complexe et dans le sud des Alpes ce taux n'est pas uniforme, à la fois dans le temps (à l'échelle du Quaternaire avec l'influence des glaciations) et dans l'espace (entre le littoral et les sommets élevés de l'Argentera). Pour la période post-glaciaire dans les régions méditerranéennes à topographie développée, Saunders et Young (1983) proposent un taux d'érosion moyen de 0,1 mm/an, c'est-à-dire l'ordre de grandeur des vitesses de glissement sur les failles régionales... Par conséquent si un séisme produit une rupture de surface avec un rejet vertical de ~1 m sa dégradation complète devrait prendre 10 000 ans. Suivant les lois d'échelle de Wells et Coppersmith (1994), un tel escarpement vertical peut résulter d'un séisme de magnitude 6,5 en faille normale ou en faille inverse (un mouvement en décrochement peut bien sur induire un décalage horizontal du même ordre d'une crête ou d'un éperon).

Ce raisonnement est bien sur assez grossier et se fonde sur une vision uniforme de l'évolution morphologique. Localement, des structures de surface pourraient être conservées beaucoup plus longtemps si elles sont protégées de l'érosion par des conditions locales, y compris en domaine glaciaire. Dans tous les cas, il semble que si des séismes de magnitude ~6,5 affectent une même faille avec un temps de retour inférieur à 10 000 ans et produisant une rupture en surface, on devrait en voir la trace dans la morphologie, que ce soit dans le haut massif ou sur le littoral. Aucun séisme de magnitude 6,5 n'a été enregistré par les

réseaux de la région mais le séisme Ligure de 1887 et les données que nous avons pu récolter à terre attestent qu'il est raisonnable de proposer cette magnitude comme plausible pour plusieurs failles (voir § III).

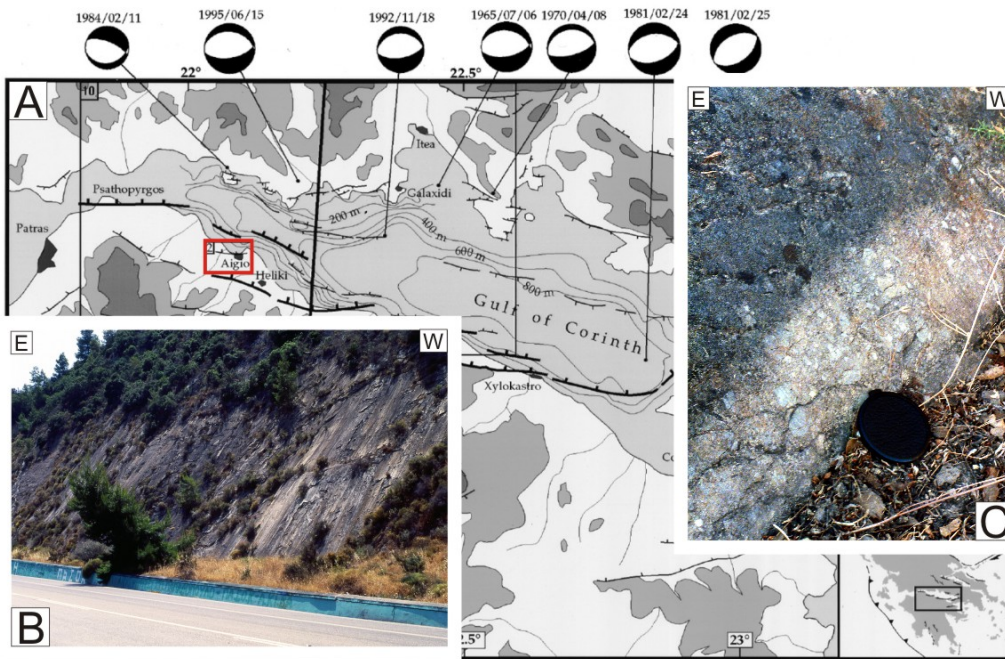


Figure II-22 : Observations de terrain après le séisme d'Aigion (Grèce, $M_s=6,2$ - 15/06/1995). A, Localisation des principales failles normales bordant le Golfe de Corinthe (d'après Bernard et al., 1997). B, L'escarpement cumulé de la faille d'Aigion (environ 80 m de hauteur) démontre que sur le long terme le glissement tectonique est plus rapide que le décapage par l'érosion. C, Décalage de surface récent au pied de l'escarpement de faille correspondant peut-être à l'événement de 1995 ou à un événement plus ancien.

Il faut cependant être réaliste car de nombreux séismes de magnitude $\sim 6,5$ ne produisent pas de ruptures en surface même si leur foyer est crustal. De surcroît, il est intéressant d'examiner les conséquences en surface d'un séisme équivalent à celui qui est attendu dans notre région. C'est, par exemple, le cas du séisme d'Aigion ($M_s=6,2$ – 15/06/1995) qui s'est produit dans le Golfe de Corinthe en 1995 à une profondeur de 10 km (Figure II-22A). Nous avons observé un certain nombre d'indices en surface dont aucun n'attestent de façon certaine de la réactivation jusqu'en surface des failles au sud du rift (Bernard et al., 1997). Le cas est ici assez facile à analyser car les escarpements de faille normale sont morphologiquement bien définis compte tenu de la vitesse des processus tectoniques (Figure II-22B). Nous avons discuté le décalage que j'ai observé au pied de l'escarpement de la faille d'Aigion (Figure II-22C). Rien ne me permet d'assurer que le rejet observé au pied de l'escarpement soit lié au séisme de 1995 car c'est peut-être seulement un tassement du sol entraîné par la forte accélération produite par cet événement ou par un événement plus ancien. Cependant, la quinzaine de centimètres de rejet est représentative de ce qu'on peut attendre en surface lors d'un événement de magnitude 6,2, et ce sur une étendue d'environ 8 km. Il nous faut donc imaginer retrouver un escarpement de cette taille, en voie de dégradation (puisque la vitesse d'érosion est proche de la vitesse de glissement sur les failles), dans les massifs subalpins ou dans l'Argentera. On comprend que les conditions sont critiques... En dépit de ces difficultés, il me semble indispensable de continuer à chercher dans ce sens sur le terrain et de compter sur quelques cas particuliers (mais espérons significatifs) qui auraient pu être conservés.

G- Les failles de la jonction Alpes – Bassin Ligure fonctionnent-elles par glissement sismique ?

Cette question est bien sur légitime et doit être débattue dans tous les contextes géologiques et pas seulement dans la région. Cependant, elle prend une importance particulière dans les régions à faible taux de déformation où les vitesses long terme sur les failles sont très lentes ce qui est probablement un paramètre favorisant l'accommodation des déformations par glissement asismique. Pour les géologues, cela revient à se demander si derrière un plan de faille se « cachent » des séismes ou des micro-glissements plus ou moins continus.

La réponse est bien sur immédiate pour la période actuelle et les failles sismogènes, comme la faille de Blausasc (voir § III.), mais c'est bien plus délicat pour les périodes passées. En effet, que le glissement soit sismique ou asismique certains paramètres majeurs ont des valeurs comparables : c'est le cas du glissement fini et de la longueur des segments de faille activés, par exemple. Par contre le temps de montée et la vitesse du glissement sont très différents (voir *Première Partie*, § II. A-). Il faut alors déterminer quelles observations de terrain attestent d'un glissement sismique sur un plan de faille ; c'est-à-dire trouver des critères structuraux permettant de différencier un glissement rapide et de courte durée d'un glissement lent et de longue durée.

Les marqueurs de glissement associés aux plans de faille ne sont pas très nombreux :

- Les stries mécaniques : de nombreuses observations signalent des stries sur des miroirs de faille recoupant la surface juste après un séisme. Néanmoins on observe aussi de magnifiques stries associées à des glissements de terrain et rien ne démontre que la vitesse et la durée du glissement soient des paramètres déterminant la formation des stries. Par conséquent, on ne peut pas relier de façon sûre la présence de stries à un glissement sismique sur un plan de faille.
- Le développement de cristallisations orientées (calcite, gypse fibreux, serpentine...) nécessite du temps pour la formation des cristaux. Les incréments de glissement doivent être très petits lors de chaque mouvement, ils présentent donc les caractéristiques des glissements asismiques (*e.g.* Power et Tullis, 1989).
- Les cataclasites et les gouges (*e.g.* Sibson, 1986a ; Sibson, 1986b) résultent de la fracturation des roches par la pénétration de la déformation de part et d'autre du plan de faille principal. Je ne connais aucun argument (observations, travail expérimental...) permettant de relier la structure de ces roches avec la vitesse de glissement. On peut donc, là aussi, considérer que gouges et cataclasites se forment aussi bien lors des glissements asismiques.
- Seules les pseudotachylytes constituent un cas évident car elles sont interprétées comme résultant de la fusion du matériel rocheux de part et d'autre du plan de mouvement (*e.g.* McKenzie et Brune, 1972). Or la température nécessaire à cette fusion sous faible pression (à partir de 2-3 km de profondeur ; *e.g.* Killick et Roering, 1998 ; Fialko et Khazan, 2005) ne peut être atteinte que si la vitesse de glissement est rapide ~1 m/s sur une distance d'au moins quelques dizaines de centimètres (*e.g.* Di Toro et al., 2005 ; Nielsen et al., 2008). Compte tenu du nombre de séismes modérés et forts, et même si les volumes de fusion sont faibles, les pseudotachylytes devraient être des roches largement répandues dans les portions de croûte exhumée correspondant à la zone sismogénique (5-15 km) or ce n'est pas le cas (Kirkpatrick et al., 2009). Les géologues structuralistes ont-ils des difficultés à reconnaître les pseudotachylytes ou cela signifie-t-il que l'essentiel des glissements sur les failles sont asismiques ? Quoi qu'il en soit ce sont les seuls marqueurs directs dont on puisse affirmer qu'ils sont formés lors d'un glissement sismique.
- Les coins colluviaux représentent un cas un peu particulier. Il résultent de la dégradation d'un escarpement créé par un mouvement vertical significatif sur une faille (Yeats et al., 1997). La composition des coins colluviaux avec, le plus souvent, des débris de taille supérieure à 10 cm atteste de la formation instantanée, donc d'un glissement sismique, de l'escarpement. Cependant l'érosion va rapidement entraîner la « diffusion » de l'escarpement et le coin colluvial, qui est une formation non consolidée, est facilement remobilisé. Les coins colluviaux sont donc des formations qui témoignent d'un glissement sismique mais (i) qui ne se forment que pour des failles présentant un rejet vertical important en surface et (ii) qui ne sont conservés que durant quelques milliers d'années.

Les marqueurs de séismes non associés aux plans de faille sont encore moins nombreux :

- Les tsunamis et les glissements de terrain sont des phénomènes induits et les tremblements de terre en sont une des causes possibles. Dans le premier cas, les mouvements du fond marin transmis à la masse d'eau contrôlent certains paramètres du train de vague. Nous avons fait une tentative pour reproduire les caractéristiques de la source du séisme ligure (23 février 1887) à partir des données sur le tsunami associé (Charlier, 2007). Le cas des glissements de terrain (à terre ou en mer) est plus difficile à analyser car ceux-ci peuvent être spontanés (*e.g.* Jomard, 2006 ; Hassoun, 2008) ; il faut donc rechercher des arguments établissant le lien avec un séisme. Au final, il n'existe pas de relation simple entre les paramètres du glissement et le séisme.
- La liquéfaction des sols : à la suite d'un séisme, si les vibrations cycliques sont suffisantes, les sols saturés en eau peuvent se liquéfier. Des tentatives de corrélation sont faites à partir des observations actuelles pour rapporter l'étendue de la liquéfaction à la magnitude du séisme et proposer ainsi d'identifier des séismes passés et même tenter d'estimer leur magnitude. C'est une approche discutée comme l'illustre le cas des séismes de New Madrid par exemple (*e.g.* Johnston et Schweig, 1996 ; Newman et al., 1999).
- Les sismites correspondent à la déstructuration de certaines couches d'une série de sédiments non consolidés, le plus souvent par expulsion de l'eau contenue dans la porosité (*e.g.* Sims, 1973). Les sismites sont décrites dans des séries lacustres ou marines et sont soit exposées sur le terrain, soit atteintes par forage. Les travaux récents sur les sismites lacustres autour de la faille du Levant ont fourni des résultats très intéressants (*e.g.* Daëron et al., 2007) car le contexte est favorable avec une structure

active bien identifiée et de nombreux lacs à proximité des différents segments de la faille. Cependant, bien souvent les couches sédimentaires déstructurées sont difficiles à interpréter. En dehors du fait qu'elles n'identifient pas directement la faille activée, plusieurs processus (d'origine tectonique, gravitaire ou syn-sédimentaire) peuvent être à l'origine de la déstructuration. De plus on ne connaît aucune relation quantitative entre les caractéristiques des ondes (fréquence, durée, accélération...) et les structures développées dans les sismites. Pour l'instant le lien est donc purement qualitatif et permet au mieux la datation d'un ou de plusieurs événements par corrélation entre les affleurements.

Chacun de ces sujets mériteraient des développements qui sont hors du sujet de ce mémoire mais il me semble important de poser la question du comportement des failles dans le temps et des observations géologiques qui en rendent compte, de façon à juger du niveau de certitude des conclusions que nous pouvons proposer.

La question sur la façon dont les failles accommodent la déformation dans le temps est posée depuis plus de 20 ans (*e.g.* Ekström et England, 1989) mais il y a peu de réponses satisfaisantes et bien souvent là où les données sont nombreuses et pourraient à priori permettre de trancher le débat il n'y a pas de consensus (encore une fois le cas de New Madrid est aussi illustratif à cet égard). Dans les domaines intraplaques, les taux d'accumulation de contrainte sont faibles, il est par conséquent possible qu'une grande partie de l'énergie élastique soit relâchée progressivement par glissement asismique avant que les segments de failles atteignent le seuil de rupture. C'est en tout cas ce que suggère la comparaison entre le taux de déformation sismique et le taux de déformation géodésique sur les Alpes. Béthoux et al. (1998) proposent que la sismicité ne rend pas compte de la totalité de la déformation régionale. Sue et al. (2007) montrent qu'au mieux 10 à 20% de la déformation mesurée par le GPS peut être expliquée par la sismicité observée. Il convient bien sûr d'être prudent : d'une part la valeur de la déformation mesurée par le GPS est souvent surestimée sur une courte période de mesure, d'autre part la déformation sismique peut être, elle, sous estimée sur les quarante dernières années (aucun séisme de magnitude 6,5 ne s'est produit sur la zone considérée). Néanmoins, un écart aussi important se retrouve dans d'autres chaînes intraplaques (*e.g.* Masson et al., 2005), il pourrait être la conséquence de processus de déformation asismique généralisés.

III. LES GRANDES ZONES DE DEFORMATION POTENTIELLEMENT ACTIVES A LA JONCTION ALPES-BASSIN LIGURE.

Dans la première partie de mes travaux de 1997 à 2000, j'ai tenté de corréler les indices de déformation récente (ceux que j'ai pu relever sur le terrain ainsi que ceux qui sont décrits dans la littérature) avec les failles connues et avec la sismicité historique et instrumentale. Le travail de corrélation, avec une marge d'erreur plus ou moins acceptable, est une chose (la faille Vésubie-Mont Férion pourrait être la source du séisme de 1564, par exemple), mais la démonstration du lien de telle ou telle faille avec une activité sismique définie est beaucoup plus incertaine compte tenu des difficultés liées au contexte.

A partir de l'ensemble des données disponibles, j'ai proposé un schéma de onze zones de failles potentiellement actives (Figure II-23, Larroque et al., 2001). Le terme « potentiellement active » n'est pas une figure de style (Machette, 2000), il traduit l'incertitude dans laquelle nous sommes d'avoir des indices importants mais, pour l'instant, pas de caractérisation du cycle sismique (magnitude des événements, temps de retour, âge des ruptures de surface les plus récentes, taux de glissement) pour des failles ayant une géométrie et une cinématique établies. En dépit de son simplisme évident, ce schéma a servi de cadre à une grande partie des projets que nous avons développés par la suite et dont je vais résumer certains résultats dans les lignes qui suivent.

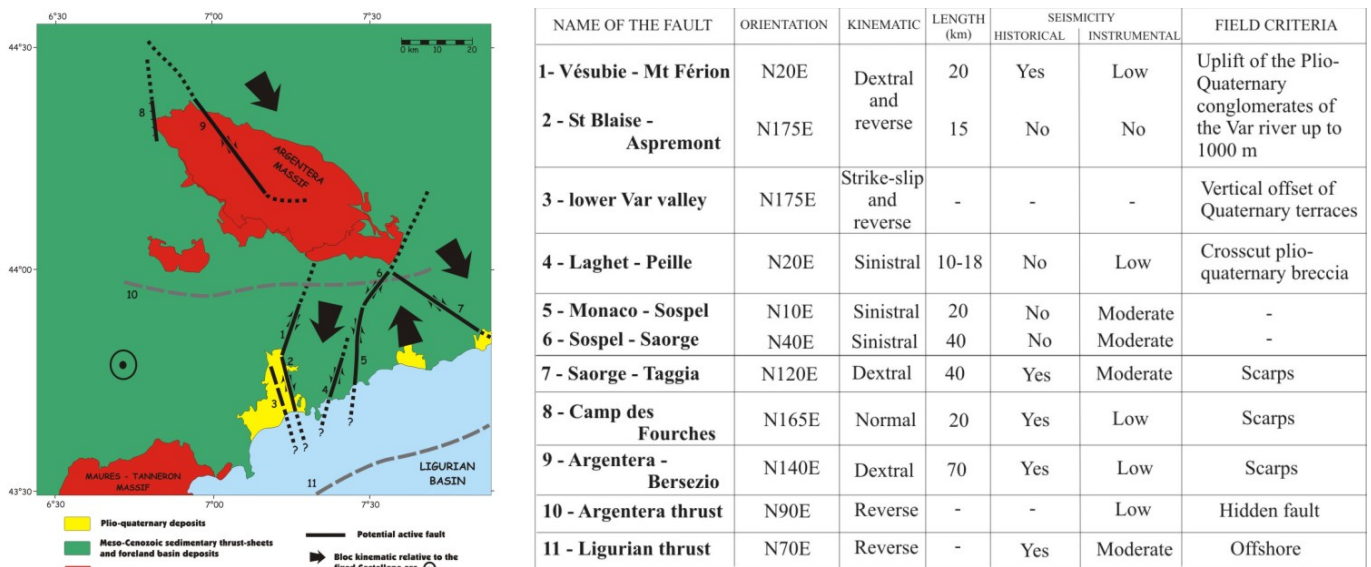


Figure II-23 : Schéma et caractéristiques des onze zones de failles potentiellement actives à la jonction Alpes – Bassin Ligure (d'après Larroque et al., 2001). Les flèches indiquent la cinématique, par rapport à un point supposé fixe dans l'arc de Castellane, de blocs limités par ces grandes zones de déformation telle que nous la voyons à l'époque. Des changements et des précisions sont intervenus depuis, en particulier sur l'Argentera, la basse vallée du Var, la faille de Peille-Laghet et le Bassin Ligure.

Le manque de données sur le long terme est actuellement ce qui fait le plus défaut. En effet, les périodes de retour des séismes étant vraisemblablement importantes, la définition du cycle sismique (si tant est que l'on puisse parler de cycle sismique dans un tel contexte) doit tenir compte non seulement du catalogue de sismicité complet, des résultats géodésiques mais aussi des résultats paléosismologiques. Pour l'instant aucun site pertinent n'a été identifié pour des études paléosismologiques. Une tranchée a bien été faite sur une branche de la faille Argentera-Bersesio présentant des indices morphotectoniques d'activité récente mais aucune trace de rupture de surface post 18 ka n'a été mise en évidence (Ghafiri, 1995 ; voir § C-1.).

A- L'expérience SALAM et la faille active de Blausasc.

Le séisme de Peille du 1^{er} novembre 1999 (Mw=3,4 ; Courboulex et al., 2001), localisé 10 km au nord-est de Nice dans la vallée du Paillon, fut un des premiers événements présentant des indices de relation séisme-faille que j'ai pu étudier.

1. Le séisme de Peille et la faille de Peille-Laghet

La faille de Peille-Laghet est une faille décrochante sénestre d'orientation NE-SW dans l'arc de Nice. Localement le long de la faille, une brèche tectonique peu consolidée et supposée d'âge récent (plio-

pléistocène ?) mais non datée présente un réseau de plans striés (Rébaï, 1988 ; Ritz et al., 1991). La localisation du séisme de Peille ainsi que la cohérence entre son mécanisme au foyer et les données microtectoniques nous ont conduit à proposer que la faille de Peille-Laghet soit la source du séisme de 1999 (Figure II-24 ; Courboulx et al., 2001 ; Larroque et al., 2001). Bien que le séisme ait été fortement ressenti par la population, aucune trace de déformation actuelle n'a été retrouvée en surface le long de cette faille, ce qui n'est pas étonnant compte tenu de la faible magnitude du séisme (un mouvement probablement de l'ordre du centimètre sur un plan de moins de 600 m de longueur).

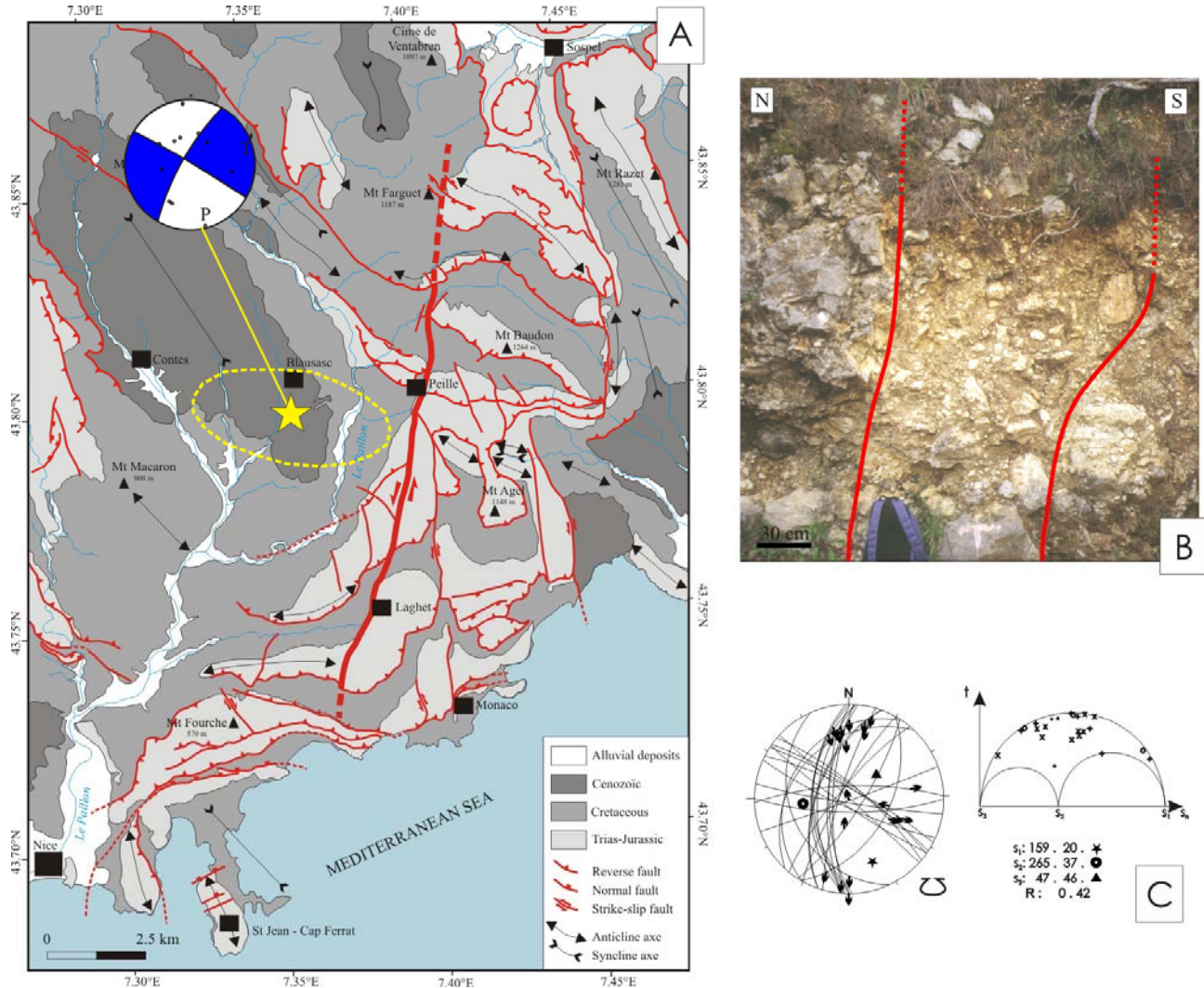


Figure II-24 : (A) Carte structurale de la zone de Peille-Laghet. La localisation de l'épicentre (étoile) est bonne grâce à l'enregistrement par vingt stations des réseaux régionaux, il se situe environ 3 km à l'ouest de la faille de Peille-Laghet (l'ellipse correspond à la zone la plus probable de localisation). Le mécanisme au foyer du séisme de Peille (01/11/1999, $M_w=3,4$) est cohérent avec un jeu sénestre du plan orienté $N30^\circ E$. (B) Brèche tectonique récente (?) découpée par des plans striés près du village de Laghet. (C) L'inversion des données microtectoniques relevées dans la zone de brèche (Ritz, 1991) donne une contrainte principale compressive proche de l'horizontale et orientée $N160^\circ E$ (modifié d'après Larroque et al., 2001 et Courboulx et al., 2007).

Le foyer est à faible profondeur, ~ 3 km, et l'effet de site a été remarquable (Figure I-8 ; Courboulx et al., 2001). Au-delà de la caractérisation de l'évènement, ce petit séisme ayant été très bien enregistré par les réseaux sismologiques, une étude sismotectonique précise a pu être réalisée et nous avons alors posé de multiples questions sur les failles de la région et leur réactivation actuelle.

2. La découverte de la faille active de Blausasc

A la suite du travail sur le séisme de Peille, nous avons décidé d'installer un réseau dense de stations sismologiques dans la partie sud de l'arc de Nice. Du 16 octobre 2000 au 24 avril 2001, vingt stations temporaires ont été ajoutées aux stations permanentes dans une zone de 20×20 km (Courboulx et al., 2003). Les données ont été analysées au cours des DEA de Céline Gélis (Gélis, 2002) et de Julien Charreau (Charreau, 2002).

Au total, plus de 500 événements ont été enregistrés (Figure II-25) mais surtout nous avons eu la chance que se produise une crise sismique exactement au milieu du réseau : 348 événements en novembre et décembre 2000. Ces résultats démontrent l'importance de la capacité de détection et du suivi de la microsismicité pour la caractérisation des déformations actives, en particulier dans un contexte où la déformation est faible et supposée diffuse. D'après les données de sismicité historique (<http://www.sisfrance.net/>), un essaim sismique a déjà été enregistré en 1959-1960, six événements sont ainsi répertoriés autour du village de Peille (annexe II-1).

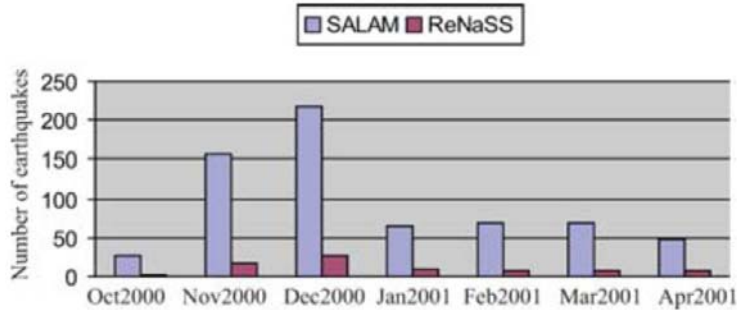


Figure II-25 : Nombre d'événements enregistrés par mois par le ReNaSS et par le réseau temporaire SALAM. Cette figure démontre que la crise sismique de Blausasc serait passée pratiquement inaperçue si nous n'avions pas pu disposer d'un réseau dense de stations (d'après Courboux et al., 2007).

Le résultat essentiel du traitement et de l'analyse des données a été la mise en évidence d'un alignement de séismes de direction NE-SW dans la vallée du Paillon (Figure II-26), avec une direction exactement parallèle à la faille de Peille-Laghet mais situé 2 km plus à l'ouest (Figure II-26A). Un travail important a été réalisé sur la localisation (localisation absolue et relocalisation relative par la méthode des multiplets) afin de s'assurer de la réalité de cet alignement (Gélis, 2002). Les épicentres sont effectivement alignés sur une longueur de 8 km avec une lacune d'environ 1 km qui sépare cet alignement en deux groupes et témoigne d'une possible segmentation de la faille activée.

Les hypocentres sont répartis de 0,5 à 4 km de profondeur, à la fois dans le socle cristallin et dans la couverture sédimentaire mésozoïque. Ils se répartissent suivant un plan vertical ou à fort pendage vers l'ouest (Figure II-26B). Les mécanismes au foyer des quatre événements principaux sont principalement décrochants avec un plan nodal subvertical autour de N20-40°E et un autre autour de N120-130°E (1, 2, 3, 4 ; Figure II-26A).

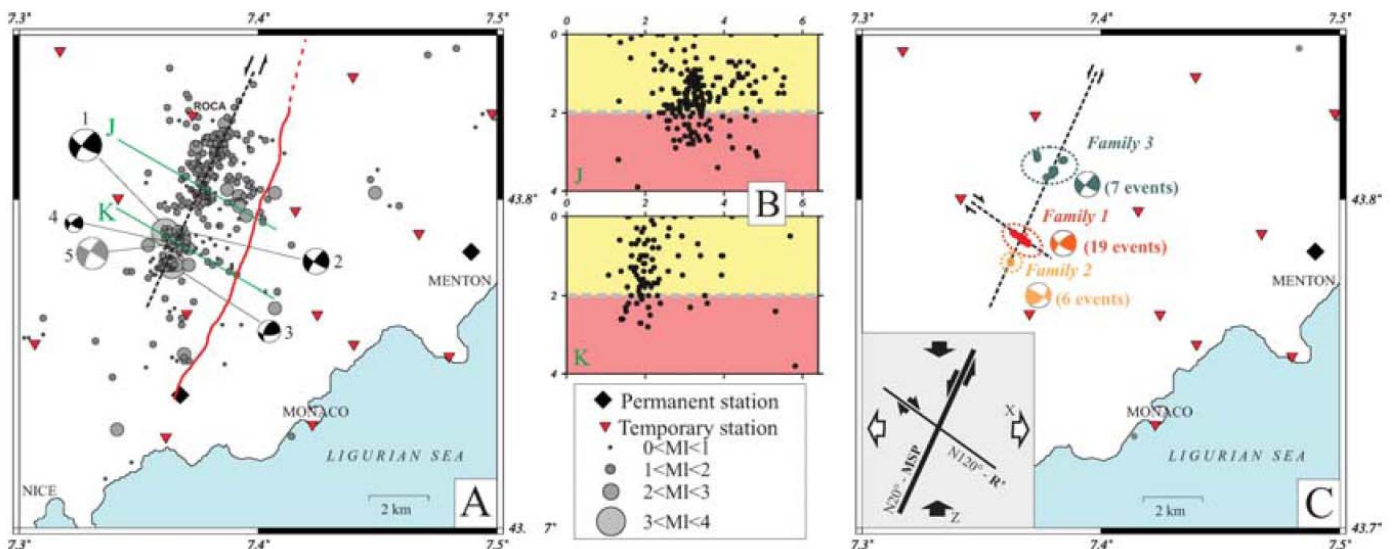


Figure II-26 : A, Localisation absolue et magnitude des séismes enregistrés dans la zone de Blausasc pendant l'expérience SALAM. Les mécanismes au foyer des quatre événements principaux sont indiqués. La ligne rouge représente la trace en surface de la faille de Peille-Laghet. B, Profondeur des foyers d'une tranche de 2 km de largeur regroupés sur une coupe, les traces de J et K sont indiquées en A. L'estimation de la profondeur de l'interface couverture sédimentaire (en jaune) / socle cristallin (en rose) correspond à un maximum. C, Relocalisation relative des événements des trois familles de multiplets et mécanismes au foyer composites associés. En encart : interprétation des deux directions structurales N20°E et N120°E comme un système de cisaillement principal (MSP) et une fracture de Riedel antithétique (R'), Z et X sont les axes de déformation en raccourcissement et en allongement respectivement (d'après Courboux et al., 2007).

Bien que les épicentres soient situés exactement à l'aplomb de la vallée du Paillon, les reconnaissances de terrain n'ont pas permis de détecter de traces en surface qui correspondraient aux ruptures

le long du plan N20°E. Les foyers sont pourtant très superficiels mais les déplacements et les plans de rupture sont sans doute trop petits pour atteindre la surface. Il reste donc une indétermination concernant le plan de faille actif. Néanmoins, compte tenu de la direction de l'alignement sismique, de la distribution dans le temps de la sismicité et des structures géologiques connues, nous avons privilégié le plan N20°E (Courboux et al., 2003).

Il n'est cependant pas certain que le plan N20°E ait été le seul activé durant la crise de 2000. En effet, la relocalisation relative (fondée sur les formes d'ondes) fait apparaître trois familles d'événements similaires localisées sur différentes parties de la faille. Or la famille 1, qui regroupe les deux chocs principaux ($M_I=3,2$ – 19/12/2000 ; $M_I=3,0$ – 20/12/2000), présente un alignement clairement orienté suivant la direction N120°E (Figure II-26C). Il semble donc qu'une petite faille d'environ 600 m de long, et oblique à la faille principale, ait aussi été activée durant la crise de Blausasc. Nous avons interprété cette situation particulière comme l'activation de deux plans de faille conjugués dans un système de cisaillement avec des fractures secondaires de type « Riedel », avec le plan principal de direction N20°E et le plan conjugué N120°E (Figure II-26C).

La position du plan de sismicité à l'ouest de la faille de Peille-Laghet est précisément déterminée. Le décalage est tel que relier le plan de faille de Peille-Laghet à la sismicité enregistrée en profondeur (séisme de Peille et crise de Blausasc) suivant la proposition que nous avons faite en 2001 semble maintenant impossible (Courboux et al., 2001 ; Larroque et al., 2001). Plusieurs hypothèses sont envisageables :

- La continuité du plan de Peille-Laghet en profondeur vers les foyers de la crise de Blausasc est impossible car le plan de faille présenterait une courbure irréaliste.
- L'existence de deux plans de faille parallèles, la faille de Peille-Laghet et un autre sous la vallée du Paillon, ne semble pas plus réaliste car on ne comprend pas pourquoi un seul de ces plans si proches serait activé et pourquoi un seul présenterait une expression de surface.
- Nous avons privilégié l'hypothèse d'un découplage entre la trace de surface de la faille de Peille-Laghet et sa partie profonde, actuellement sous la vallée du Paillon, conséquence de la mise en place de la nappe

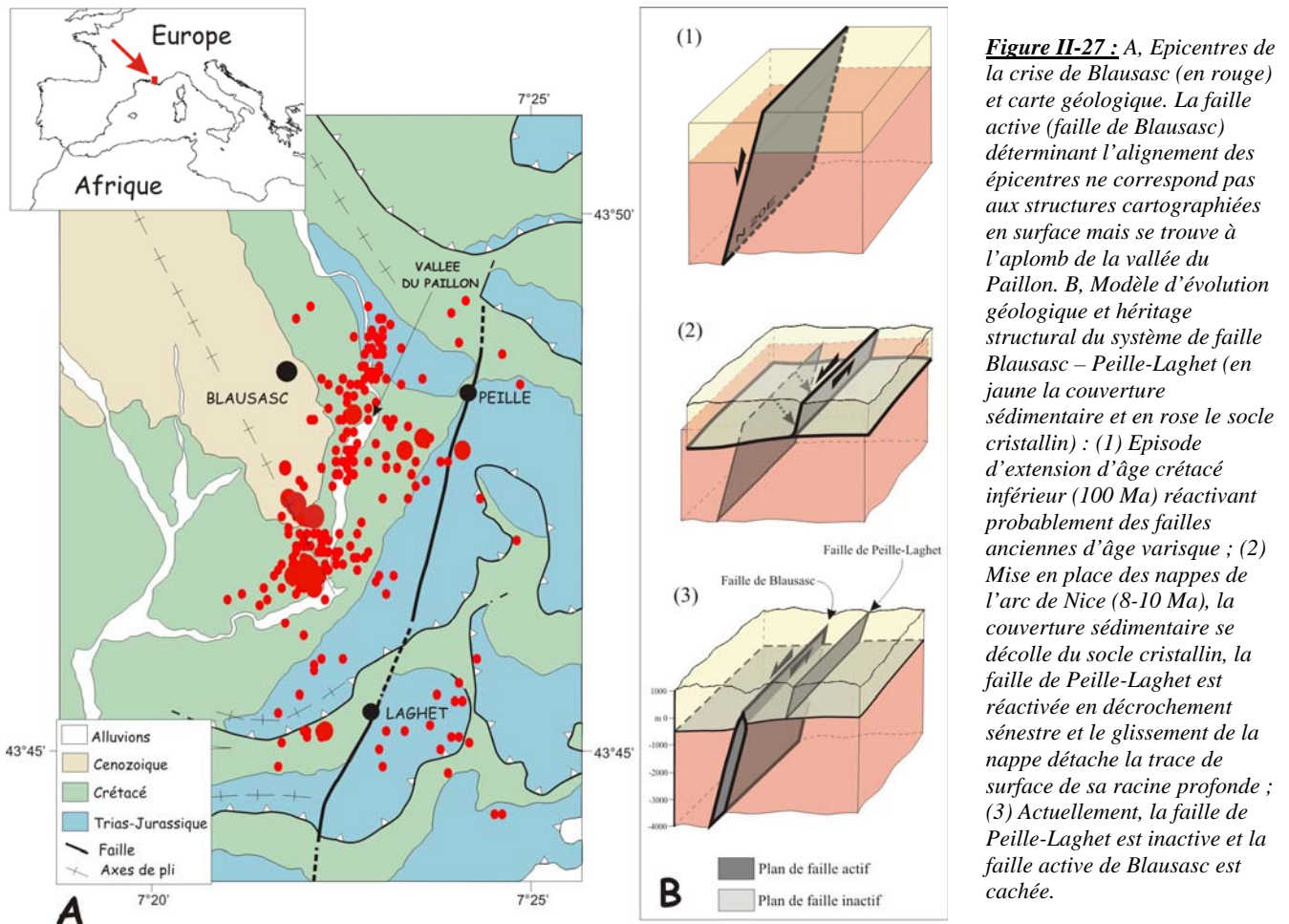


Figure II-27 : A, Epicentres de la crise de Blausasc (en rouge) et carte géologique. La faille active (faille de Blausasc) déterminant l'alignement des épicentres ne correspond pas aux structures cartographiées en surface mais se trouve à l'aplomb de la vallée du Paillon. B, Modèle d'évolution géologique et héritage structural du système de faille Blausasc – Peille-Laghet (en jaune la couverture sédimentaire et en rose le socle cristallin) : (1) Episode d'extension d'âge crétacé inférieur (100 Ma) réactivant probablement des failles anciennes d'âge varisque ; (2) Mise en place des nappes de l'arc de Nice (8-10 Ma), la couverture sédimentaire se décolle du socle cristallin, la faille de Peille-Laghet est réactivée en décrochement sénestre et le glissement de la nappe détache la trace de surface de sa racine profonde ; (3) Actuellement, la faille de Peille-Laghet est inactive et la faille active de Blausasc est cachée.

de Nice vers le sud au Miocène moyen-supérieur (Figure II-27 ; Charreau, 2002 ; Courboux et al., 2003). En tenant compte de l'histoire géologique régionale, nous proposons que cette faille, une structure

ancienne probablement héritée de l'orogène varisque, ait été réactivée à plusieurs reprises depuis le Crétacé, d'abord en faille normale, puis en faille décrochante et enfin transportée passivement vers le sud avec la couverture sédimentaire lors de la mise en place de la nappe de Nice. Actuellement, la faille active est cachée sous la vallée du Paillon, nous l'avons appelée la faille de Blausasc tandis que la faille de Peille-Laghet n'est que la partie « décapitée » traversant la couverture sédimentaire (Courboux et al., 2007).

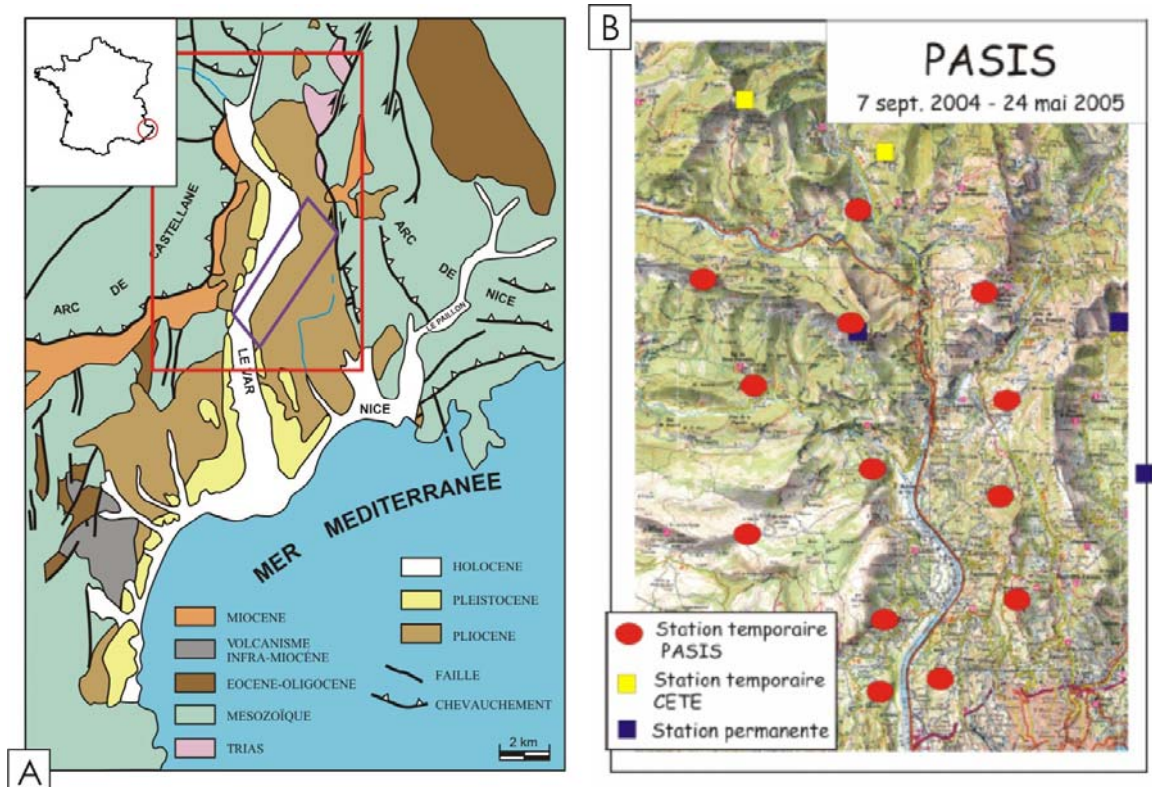
Le potentiel sismogène de la faille de Blausasc est difficile à déterminer précisément avec les données actuelles. Cependant on peut estimer que sa longueur est au minimum de 10 km (c'est la longueur estimée de la faille de Peille-Laghet ; Charreau, 2002). La répartition des hypocentres atteste que la profondeur de rupture n'est pas réduite à la couverture sédimentaire mais se prolonge dans le socle cristallin. Bien que les foyers les plus profonds de la crise de Blausasc soient situés vers 4 km, il est raisonnable de considérer que l'épaisseur sismogène moyenne dans l'arc de Nice ~10 km peut être activée (Béthoux et al., 1998 ; Baroux et al., 2001).

Si les deux segments de la faille de Blausasc sont activés ensemble sur la totalité de l'épaisseur sismogène, le plan de rupture de 8-10 * 10 km produira un séisme de magnitude 5,5-6, a priori en décrochement sénestre sur un plan orienté N20°E (Scotti et al., 2007 ; Scotti et al., 2008 ; http://qsha.unice.fr/WEB_WP2/index_Failles.php). C'est un des scénarii que nous avons proposé pour les modélisations de mouvements du sol du groupe de l'ANR QSHA (<http://qsha.unice.fr/>). Bien sur l'incertitude reste grande mais la fourchette de magnitude, la profondeur focale et la cinématique proposées sont cohérentes avec les données. Une des inconnues majeures est le comportement de la faille de Blausasc dans le temps : nous n'avons aucune donnée permettant de savoir si elle continuera à se déformer uniquement par des crises microsismiques comme celle de 2000 et celle de 1960 (voir annexe II-2A) ou si les deux segments mis en évidence seront activés conjointement donnant alors lieu à un événement majeur.

B- La basse vallée du Var.

La basse vallée du Var a été la deuxième zone cible de mon travail dans la région. Des indices de déformation récente y sont décrits et discutés depuis longtemps (Dubar et Perez, 1989 ; Clauzon et al., 1996 ; <http://www.neopal.net/indice.asp?init=on&id=06088006> ; Dubar et al., sous presse). Comme la vallée du Paillon, c'est une zone à très forte vulnérabilité et nous l'avons choisie comme cible pour le projet PASSERELLE (http://www.rdtrises.org/projets/passerelle/PASSERELLE-rapportFinal.pdf/file_view). Ce projet original, piloté par Françoise Courboux et Anne-Marie Duval, avait pour objectif principal de créer

Figure II-28 : A, Carte géologique de la basse vallée du Var (modifiée d'après Dubar et Perez, 1989). Le carré rouge correspond à la zone de l'expérience PASIS et le rectangle violet aux vallons de Saint Sauveur et Donaréo. B, Disposition des stations du réseau de l'expérience PASIS.



un lien entre les services opérationnels en cas de catastrophe (préfecture, Conseil Régional et Conseils Généraux, municipalités, DDE, ...) et les chercheurs dans le domaine du risque sismique. Pour la partie qui me concernait, j'ai participé à la mise en place d'une nouvelle expérience sismologique avec un réseau dense de capteurs et, avec Bertrand Delouis, nous avons analysé certains des indices morphotectoniques dans la basse vallée du Var.

1. L'expérience PASIS

Deux petits séismes ($M_l=2,5$; 16/11/2000) ont été localisés à proximité de la vallée du Var par le réseau de l'expérience SALAM (Gélis, 2002 ; Charreau, 2002) alors que cette zone est un gap de sismicité sur les cartes établies à partir des données des réseaux nationaux. Après le succès de l'expérience SALAM, nous avons décidé de mettre en place une observation densifiée de la sismicité de la basse vallée du Var de septembre 2004 à mai 2005 (Figure II-28). Comme on estime que tout événement de magnitude ~ 2 est détectable par les réseaux nationaux dans les Alpes Maritimes, il fallait organiser un dispositif d'observation qui permettait de réduire notablement le seuil de détectabilité en fonction de la magnitude : treize stations sismologiques ont été installées en complément des stations permanentes portant la distance inter station à moins de 8 km et le seuil estimé de magnitude détectable à 1.

Pendant les huit mois d'observation, le taux de sismicité régional a été globalement faible et il n'y a pas eu de microsismicité détectable. Il est par conséquent impossible de conclure sur la présence d'une faille potentiellement active par la caractérisation de son activité sismique comme nous l'avons fait pour la faille de Blausasc. Cependant, la durée d'observation est aussi trop courte pour affirmer qu'il n'y a pas de déformation active sur la zone.

Le résultat de cette campagne, bien qu'il soit négatif, ne nous a pas surpris. Même si la microsismicité régionale est permanente, des crises comme celle de Blausasc restent exceptionnelles. Comme dans la plupart des domaines intraplaques, le comportement des failles actives n'est pas homogène ni dans le temps ni dans l'espace. La leçon que nous en avons tiré est surtout qu'il convient d'être particulièrement réactif et capable d'installer un réseau temporaire d'au moins une dizaine de stations au moindre événement intéressant sous peine de perdre de précieuses informations.

2. La faille de Saint Sauveur - Donaréo

L'étude des terrasses pléistocènes (Figure II-28A) au nord de l'aéroport s'est révélée difficile car la zone est particulièrement anthropisée et la plupart des surfaces ont été dégradées. Comme le mentionne le comité de pilotage du groupe « néopal » le site est intéressant et il faudrait reprendre la cartographie de ces

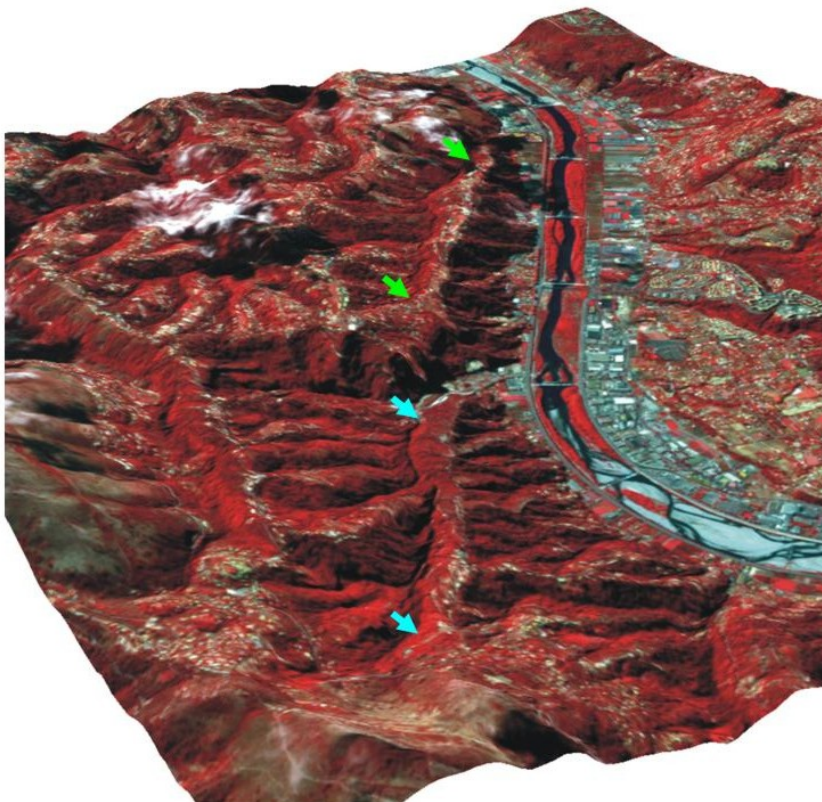


Figure II-29 : Vue vers le Sud-Ouest des Vallons de Donaréo et de Saint Sauveur. Les extrémités des deux segments de failles, de direction $N35^\circ E$, sont indiquées par les flèches bleues (Donaréo) et par les flèches vertes (Saint Sauveur), la longueur totale est d'environ 10 km (MNT IGN et image SPOT 5 acquise dans le cadre du contrat ISIS n°0511-816).

terrasses pour discuter le lien avec une déformation tectonique récente. Ce travail reste à faire mais il faut noter la nouvelle datation U/Th par Dubar et al. (sous presse) de la basse terrasse marine déformée à l'ouest de Nice vers 129+/-30 ka qui relance l'intérêt d'une étude de détail de cette zone.

Nous avons concentré notre travail sur une des anomalies morphologiques remarquables dans les dépôts plio-quaternaires des « poudingues du Var » (Irr, 1984) : les vallons de Saint sauveur et de Donaréo qui recoupent perpendiculairement le réseau de drainage de la rive gauche du Var sur plusieurs kilomètres et qui sont parallèles au coude du Var (Figure II-28A et Figure II-29). Le vallon de Donaréo, le plus étroit des deux, présente des parois sub-verticales. On peut y observer de nombreuses fractures à peu près parallèles aux parois, ainsi qu'une assez forte proportion de galets fracturés. Des plans striés, témoignant d'un cisaillement du massif, sont observables en plusieurs endroits au niveau de ces fractures. Le plus grand de ces plans striés est de taille pluri métrique suivant la direction des vallons N35°E (Figure II-30). Les mouvements de cisaillement sont majoritairement horizontaux sénestres. Ces éléments attestent de l'existence d'une faille ou zone de faille, d'orientation NE-SW, localisée le long du vallon de Donaréo. La faille déterminant cette anomalie morphologique se poursuit certainement dans le vallon de Saint Sauveur au sud-est bien que nous n'ayons pas d'observation directe permettant de la mettre en évidence. Dans l'histoire tectonique régionale le fonctionnement récent de cette faille, qui est certainement une structure héritée, pourrait avoir joué un rôle dans le changement de direction du cours du Var, qui présente à cet endroit un coude très marqué vers le SW (Figure II-28A), en soulevant le compartiment sud-est.

Figure II-30 :
Photographie des plans striés dans le vallon de Donaréo. Les fractures principales dans ce vallon sont verticales et de direction N35°E. Elles attestent de la présence d'une faille dont le fonctionnement est postérieur au dépôt des conglomérats plio-pléistocènes.



A partir des éléments de terrain en notre possession il n'est pas possible de dater le dernier jeu de la faille Saint Sauveur - Donaréo. Elle a été active au Pliocène certainement, au Pléistocène probablement car les dépôts fracturés dans ces vallons sont en position distale dans le dispositif du Gilbert delta et pourraient bien être d'âge quaternaire ancien (Clauzon, com. pers.), sans certitude toutefois puisque nous n'avons pas encore trouvé d'élément à dater.

A la suite des travaux de Georges Clauzon, avec Olivier Bellier et Jean-Claude Hippolyte du CEREGE nous avons entrepris l'analyse des déformations des marqueurs morphologiques messinien de la vallée du Var (déformation des conglomérats, décalage des canyons et des surfaces de remplissage...). Les principaux chevauchements de la nappe de Nice ont été actifs après le Messinien, le remplissage marin conservé au collet de Huesti, par exemple, atteste d'un soulèvement d'au moins 600 m de ces dépôts et d'un déplacement vers le sud de 1 à 1,5 km sur la rampe de chevauchement (Hippolyte et al., 2008). L'intérêt fondamental pour la caractérisation des failles actives est évidemment de déterminer la part « quaternaire » de ces déformations cumulées. Le travail est en cours.

3. L'imagerie profonde de la faille : géophysique de subsurface

En parallèle aux travaux de morphotectonique nous avons tenté de préciser la géométrie de la faille de Saint Sauveur – Donaréo en profondeur en utilisant des méthodes géophysiques et de déterminer des sites potentiels pour des tranchées paléosismologiques.

Dans un premier temps nous avons mis en place une expérience de tomographie électrique en collaboration avec Thomas Lebourg. La topographie complexe de la zone pose un problème pour la mise en place d'une expérience de géophysique. Nous avons implanté les capteurs dans le seul endroit possible au travers de la faille : la plaine du vallon de Roguez, entre les deux segments morphologiques de faille (Figure II-31 et Figure II-32A). Deux expériences ont été réalisées : dans la première nous avons construit quatre profils électriques successifs permettant d'avoir une image de 960 m de long et d'environ 250 m de profondeur et dans la deuxième l'acquisition a été faite en une seule fois pour un profil de 1 km de long et de 400 m de profondeur.

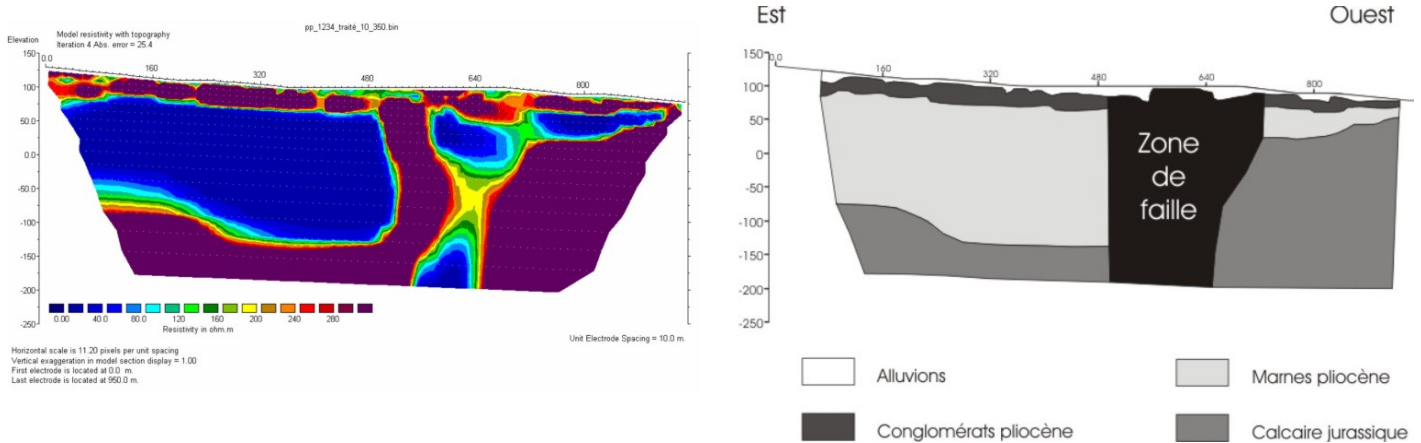


Figure II-31 : Résultats préliminaires de la première expérience de tomographie électrique recoupant la faille de Saint Sauveur – Donaréo dans le vallon de Roguez. La coupe fait 960 m d'extension horizontale et 200 m d'extension en profondeur. Les couleurs sont fonction de la conductivité électrique des couches géologiques (du bleu : forte conductivité au violet : faible conductivité). Au point 640, on observe une structure verticale à forte conductivité qui est certainement la trace de la faille.

Les résultats de ces expériences sont encore préliminaires mais ils font apparaître l'existence d'une structure verticale à l'emplacement de l'anomalie morphologique repérée (Figure II-31). Cette structure qui est très probablement la faille recherchée est visible jusqu'à 200 m de profondeur pour la première expérience et 400 m pour la deuxième (limites de pénétration du dispositif employé). En tenant compte de la géologie et des sondages électriques déjà réalisés dans la vallée (Yves Guglielmi, com. pers.), il semble possible de différencier certaines formations, au moins les marnes pliocènes présentant la résistivité la plus faible et les calcaires jurassiques présentant les résistivités les plus élevées. Les poudingues ayant pour leur part une résistivité plus forte que les marnes et les alluvions.

Les résultats de tomographie électrique étant très sensibles à des facteurs extérieurs, telle que la répartition de l'eau, nous avons complété l'analyse géophysique par une expérience de sismique réflexion haute résolution en collaboration avec Guy Sénéchal et Dominique Rousset de l'Université de Pau. Tenter une expérience de sismique avec une source standard dans une formation conglomératique, particulièrement absorbante, est complexe mais après discussion, nous avons finalement décidé de tenter l'expérience (Rousset et Sénéchal, 2008). La source utilisée était un système de chute accélérée d'une masse de 100 kg pour une profondeur d'investigation souhaitée de 250 m. Malheureusement, le contraste de vitesse entre le premier et second milieu a provoqué un piégeage des ondes et très peu d'énergie s'est propagée en dessous de 100 m. Quel que soit le traitement appliqué aux données (dans ce cas une série de stacks à vitesse constante car le rapport signal/bruit est faible), sous cette profondeur le rapport signal/bruit est toujours trop faible pour obtenir une image des réflecteurs (Figure II-32B et C). La seule solution serait d'utiliser une source plus puissante, de type explosif et placée à 25-30 m de profondeur ou un camion vibreur, ce qui ne rentre pas dans le budget du projet.

Pour l'instant, le potentiel sismogène de la faille de Saint Sauveur – Donaréo ne peut donc être estimé qu'à partir des éléments suivants (http://qsha.unice.fr/WEB_WP2/index_Failles.php) :

- L'orientation de la structure est N35°E avec un pendage vertical.
- La cinématique est en décrochement sénestre.

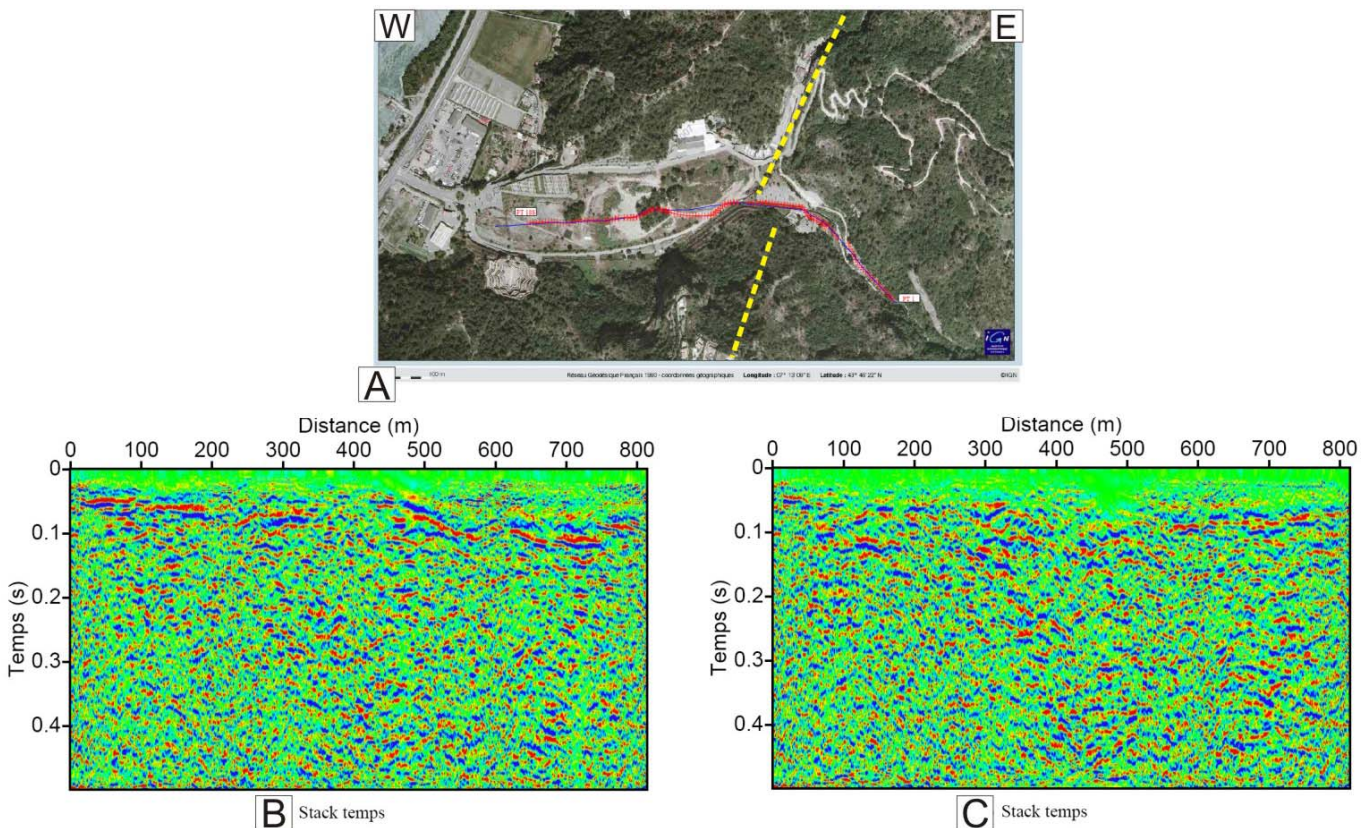


Figure II-32 : A, le vallon de Roguez, et la localisation de l'expérience de tomographie électrique et de celle de sismique haute résolution (trace en rouge, image du géoportail IGN). Les pointillés jaunes correspondent aux extrémités nord et sud des vallons de Saint Sauveur et de Donaréo, respectivement. B, Stack temps à vitesse constante $v=2750$ m/s on discerne un seul réflecteur vers 50-100 ms (environ 100 m). C, Stack temps à vitesse constante $v=1500$ m/s, avec cette vitesse le réflecteur n'est plus visible (d'après Rousset et Sénéchal, 2008).

- La longueur de la structure activable est au minimum de 7 km à priori répartis sur deux segments.
- La profondeur sismogène est probablement de 10 km. La faille semble continue jusqu'à au moins 400 m de profondeur dans la tomographie électrique, elle est rectiligne sur toute son étendue avec une cinématique décrochante, ce qui exclut une origine gravitaire de la structure. Il est donc très probable qu'elle s'enracine dans le socle cristallin et dans ce cas nous considérons la profondeur sismogène moyenne à l'échelle de la région.
- L'âge du dernier jeu est probablement Pléistocène mais sans indication plus précise.

Comme pour la faille de Blausasc, nous avons retenu un scénario de glissement sismique (http://qsha.unice.fr/WEB_WP2/index_Failles.php). A partir de ces éléments géométriques, les lois d'échelle de Wells et Coppersmith (1994) donnent une magnitude de 3,5 si un seul des deux segments est activé et 5,5-6 si les deux segments sont activés.

C- La faille Argentera-Bersézio.

Le Massif de l'Argentera présente une microsismicité plus faible que l'arc de Nice et la marge nord ligure (Figure II-13) et un seul séisme de magnitude supérieure à 4 y a été enregistré le 24 octobre 2008 (voir annexe II-2B). Certains auteurs (e.g. Eva et al., 1997) considèrent le Massif de l'Argentera comme asismique. Compte tenu des données que nous avons pu analyser (Figure II-16 ; Larroque et al., sous presse) et des résultats préliminaires de l'expérience d'enregistrement de la microsismicité (MERSIS) menée par le CETE Méditerranée de février 2004 à avril 2005, l'activité sismique dans ce massif, même si elle est faible en comparaison de ce qui est enregistré sur ces bordures, et même si la zone ne présente pas une vulnérabilité élevée, doit être prise en compte pour la détermination de l'aléa régional.

Au début du projet, les objectifs que j'avais fixés sur l'Argentera étaient d'analyser finement les données de sismicité disponibles et de rechercher des indices de déformation récente ou active (morphotectonique et/ou paléosismologique) à la fois sur le terrain et par imagerie de surface. Ce travail a été initié dans le cadre du DEA de Bélanda Godel (Godel, 2003). Je ne reviens pas sur les données sismologiques

qui ont été présentées (voir § II. B- et C-) sauf pour signaler que dans les données disponibles nous n'avons pas pu identifier d'alignement d'épicentres.

Au sens strict (Figure II-33), l'Argentera est un massif complexe de socle cristallin qui inclut des lithologies métamorphiques et magmatiques variées, un cumul important de déformation varisques et alpines et une évolution morphologique en climat glaciaire durant le Quaternaire (tout ce qu'il faut pour en faire un casse-tête fort intéressant !). Au sens large on inclut dans l'Argentera la couverture sédimentaire environnante (Figure II-11) : la série permienne, la série dauphinoise d'âge mésozoïque à cénozoïque située au nord et au sud ainsi que les nappes penniques qui chevauchent l'ensemble, en particulier au nord (Bogdanoff et al., 2000). Ce massif étant vaste et complexe, nous avons donc décidé de focaliser l'étude sur la faille Argentera-Bersezio dont l'activité récente (Pliocène) est attestée par les études de terrain et les analyses de traces de fission (Kerckhove, 1969 ; Horrenberger et al., 1978 ; Bigot-Cormier et al., 2000 ; Bogdanoff et al., 2000).

1. Sismicité historique et indices néotectoniques

La faille Argentera-Bersezio (Figure II-33) est l'une des structures majeures qui recoupe l'ensemble du Massif de l'Argentera suivant la direction N140°E et sur une étendue de plus de 40 km. Au nord elle se prolonge par la faille de Sérénne qui est décrite comme une faille active au Quaternaire (Ménard, 1988 ; Guyoton et al., 1990 ; Sue, 1999) et qui est peut-être responsable du séisme de Saint Paul d'Ubaye (05/04/1959, MI=5,3). Au sud elle semble se connecter à la faille de Fremamorta-colle del Sabbione de direction ~E-W (Figure II-11). Sa cinématique récente est en décrochement dextre-inverse.

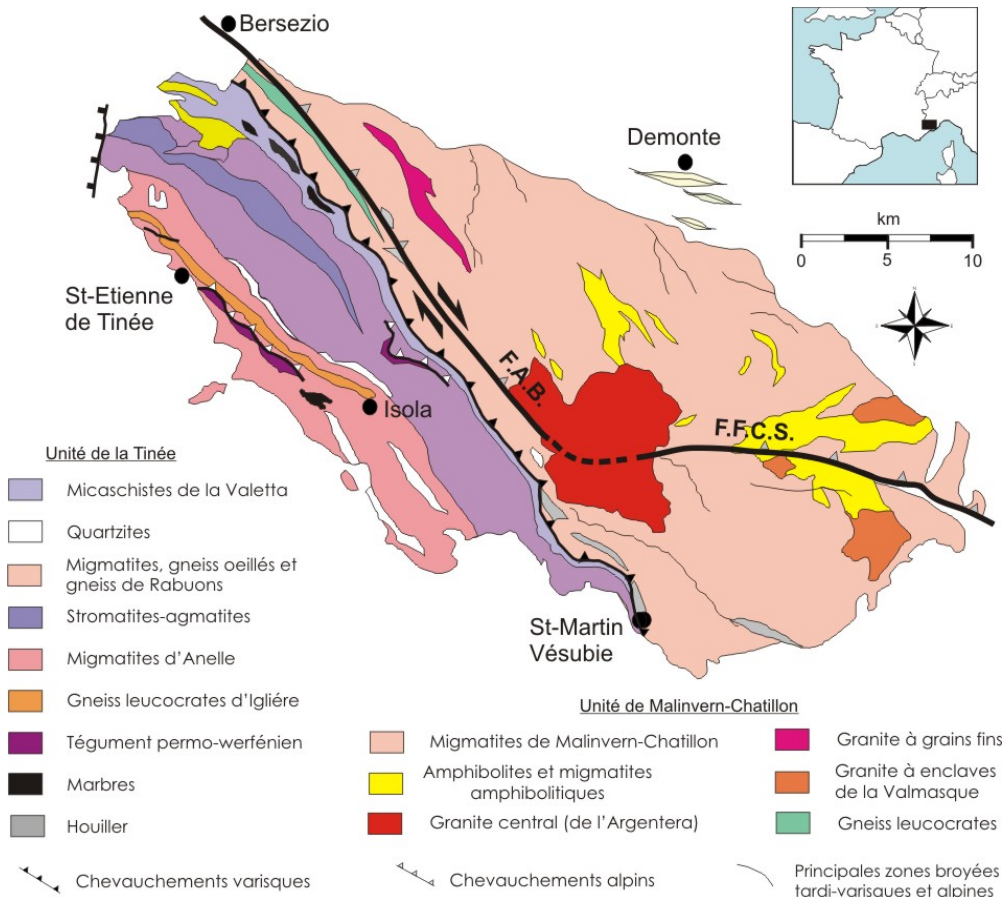
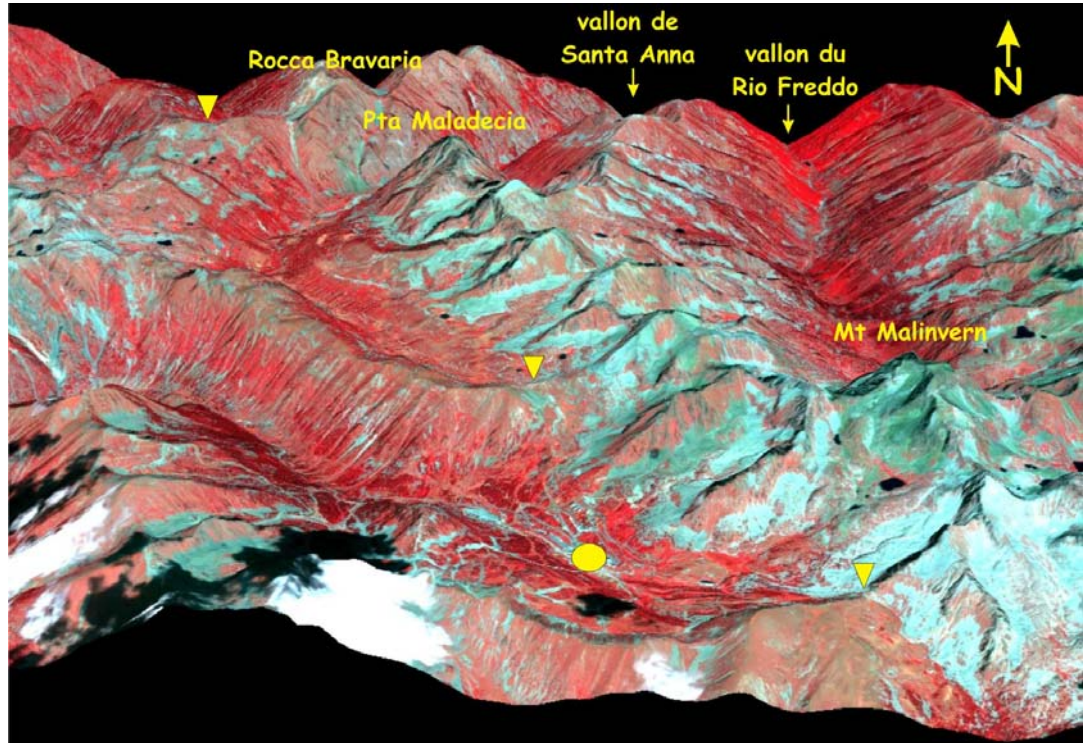


Figure II-33 : Carte géologique simplifiée du Massif de l'Argentera et trace interprétée de la faille Argentera-Bersezio (modifié d'après Bogdanoff et al., 2000). F.A.B., faille Argentera-Bersezio ; F.F.C.S., faille de Fremamorta-colle del Sabbione.

On ne recense pas de séisme historique majeur dans le coeur du massif (Figure II-12). Cependant, Lambert (1990) montre que la zone épicentrale du séisme « nissart » du 20 juillet 1564 présente des isoséistes allongées E-W qui seraient centrées sur la partie sud de la faille Argentera-Bersezio. On pourrait alors proposer que cet événement résulte de l'activation de la jonction E-W entre la faille Argentera-Bersezio et la faille Fremamorta-Colle del Sabbione. La localisation épicentrale est très discutée, en particulier à cause des effets de site et il n'y a pas d'argument de terrain car aucune rupture de surface rapportée à ce séisme n'a été identifiée pour l'instant. Actuellement la cartographie de SISFRANCE (<http://www.sisfrance.net>) donne une région épicentrale située au sud de Saint Martin de Vésubie. Si on s'en tient à cette localisation, il n'y a pas de relation entre le séisme « nissart » et la faille Argentera-Bersezio.

Cette faille présente un tracé remarquablement rectiligne sur l'ensemble de son étendue et elle structure la morphologie en de nombreux endroits (par exemple au niveau du vallon d'Orgials et de la station de ski d'Isola 2000, Figure II-34). Plusieurs auteurs ont relevé des indices de déformation quaternaire, le long ou à proximité de cette faille : entre autres Gidon (1977) mentionne des décalages de crêtes morainiques dans la notice de la carte de Larche (nous n'avons pas pu les retrouver sur les photographies aériennes) et Baubron (1988) a mesuré des anomalies de radon au travers de la faille au col de la Lombarde qu'il attribue à son activité actuelle.

Figure II-34 : Trace de la faille Argentera-Bersezio dans la zone d'Isola 2000. Les triangles jaunes soulignent 3 cols alignés par lesquels passe la faille (du NW au SE : le col Mouton, le col de la Lombarde et le col de la Mercière). Le rond jaune correspond au village d'Isola 2000. Le vallon d'Orgials est le vallon rectiligne entre le col Mouton et le col de la Lombarde (MNT SRTM et image SPOT 5 acquise dans le cadre du contrat ISIS n°0511-816).



A l'est d'Isola 2000, Ghafiri (1995) a analysé un escarpement d'ordre métrique qui affecte les moraines du dernier maximum glaciaire et qui est localement cacheté par deux glaciers rocheux non déformés attribués à l'époque préboréal. Il interprète cet escarpement comme d'origine tectonique et en déduit une activité post 18 ka et anté 10 ka de la faille Argentera-Bersezio. Néanmoins les trois tranchées réalisées au travers de l'escarpement au niveau du paléo lac de Terre Rouge ne semblent pas présenter les structures d'une faille qui aurait été remobilisée récemment.

2. Le tracé d'ensemble de la faille Argentera-Bersezio

Ce travail de cartographie a été réalisée à partir d'un aller-retour entre les photos aériennes et les images SPOT afin d'assurer à la fois une vision d'ensemble et une précision minimum sur les éléments (linéaments, escarpements, décalages de dépôts récents...) qu'on peut rapporter à la faille Argentera-Bersezio. Nous avons aussi essayé de tracer la continuité de la faille vers le nord ouest et vers le sud est et de replacer les séismes qui ont été analysés. Une synthèse est présentée sur la Figure II-35 (cette figure est disponible en pleine résolution dans le répertoire « figures » sur le CDROM associé à ce mémoire).

Les images de télédétection, en particulier les images satellitales, présentent l'avantage d'une vision régionale homogène. Cependant, compte tenu du cumul de déformation, des lithologies hétérogènes et de l'érosion glaciaire, l'analyse des escarpements, par exemple, même à l'échelle des photos aériennes reste ambiguë. Ce travail ne peut donc être considéré que comme une vision de premier ordre qui doit être affinée par les observations de terrain.

Le tracé de la faille n'est pas continu, on le perd en de nombreux endroits où il est soit recouvert par des colluvions, soit masqué par les variations lithologiques. Au nord la continuité avec le faisceau de failles de Sérenne est effective (Sue, 1998), ce qui prolonge la faille de plusieurs dizaines de kilomètres et en fait l'une des structures potentiellement actives la plus longue des Alpes. Vers le sud, nous avons pris l'option de la continuité avec la faille Fremamorta-colle del Sabbione même si il est difficile de l'argumenter de façon précise à cette échelle. Sur ces images et photos, il ne nous a pas été possible de détailler suffisamment la géométrie pour analyser des segments qui traduiraient une réactivation récente de certaines portions de la faille.

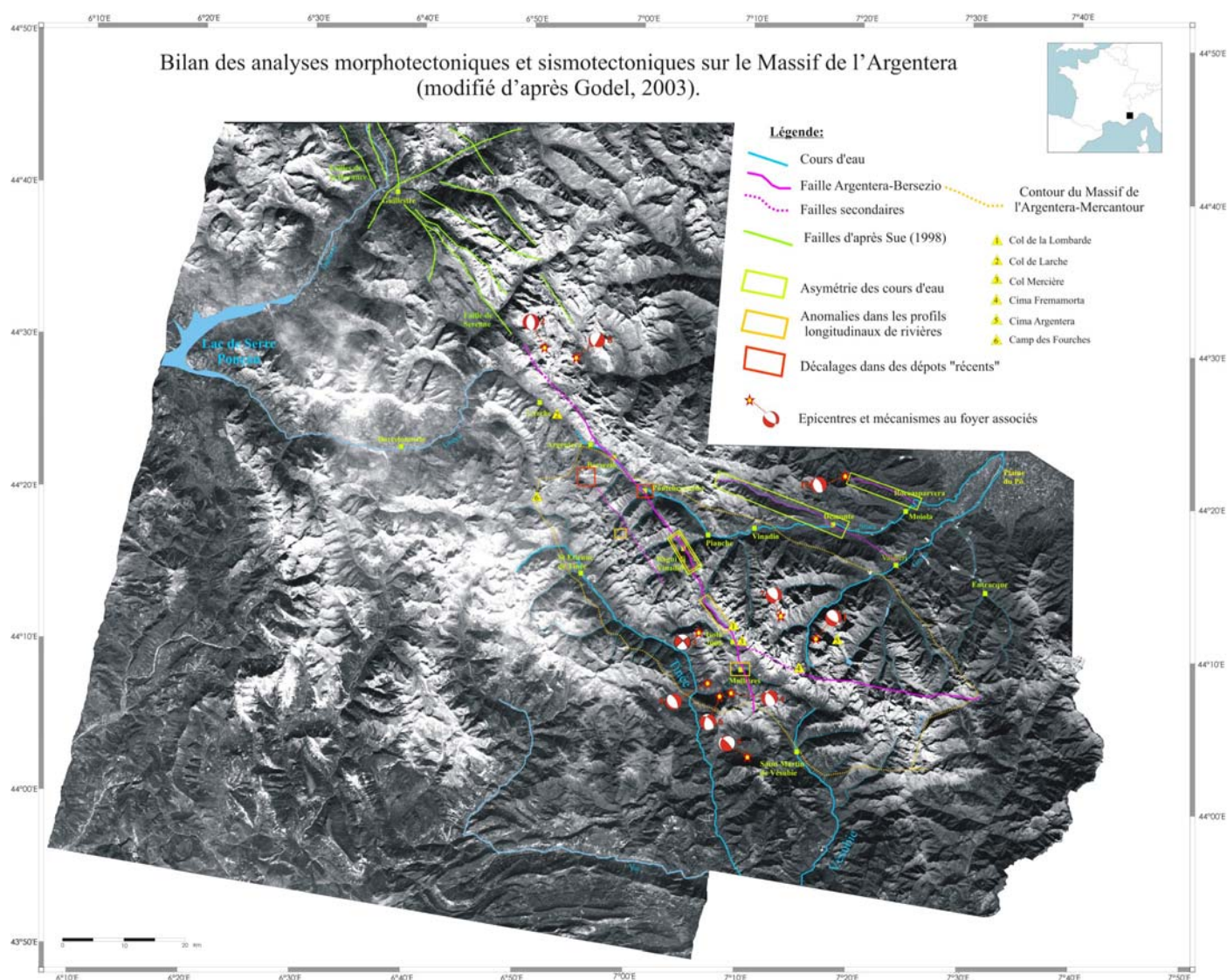


Figure II-35 : Bilan de l'analyse morphotectonique et sismotectonique sur le Massif de l'Argentera (modifié d'après Godel, 2003). Les images sont des SPOT 3 panchromatiques orthorectifiées (K52-J260, K52-J261 et K54-J261). La trace de la faille Argentera-Bersezio et de la faille Fremamorta-colle del Sabbione a été reportée sur les images SPOT à partir de l'analyse des photos aériennes. Les mécanismes au foyer correspondent aux événements suivants : 1 (07/03/1999, $M_l=2,6$), 2 (13/10/1995, $M_l=3,9$), 3 (17/10/1999, $M_l=2,9$), 4 (19/03/1997, $M_l=2,5$), 5 (23/09/2000, $M_l=2,5$), 6 (23/09/1999, $M_l=2,6$), 7 (24/11/2002, $M_l=2,7$), 8 (26/06/2000, $M_l=3,3$), 9 (30/05/2001, $M_l=2,5$) et 10 (24/10/2008, $M_w=4,1$). Toutes les données sur les mécanismes sont décrites dans Godel (2003) sauf pour l'événement de 2008 (n°10, B. Delouis, com. pers.).

Comme pour la microsismicité, les dix séismes significatifs que nous avons pu reporter ne s'alignent pas sur la faille (à la précision de la localisation près). Cependant sept d'entre eux se concentrent dans la zone de forte courbure au nord de Saint Martin de Vésubie (Figure II-35).

3. Analyse morphotectonique : topographie du Massif de l'Argentera

Dans le Massif de l'Argentera les sédiments plio-quaternaires, qui seraient de bons marqueurs de la déformation, sont rares. Les accumulations dans les lacs d'altitude et les formations glaciaires, alluviales et colluviales ne sont pas continues et restent pour l'instant peu analysées. Les études morphotectoniques, sur la forme d'ensemble du relief, des surfaces d'érosion, des surfaces de comblement et le réseau hydrographique représentent donc une voie majeure d'accès pour trouver des indices de déformation récente et active. Ces analyses permettent en particulier de détecter des structures sans expression de surface notable, qu'elles soient en cours de formation ou déjà érodées (Burbank et Anderson, 1996).

L'analyse du relief à partir des Modèles Numériques de Terrain est maintenant largement développée. En fonction de la résolution du MNT, cette approche permet d'estimer les paramètres (tectonique, érosion, isostasie) caractérisant l'évolution des reliefs à l'échelle d'une faille active (e.g. Boudiaf

et al., 1999 ; Vassallo et al., 2007a), à l'échelle d'un bassin versant (e.g. Hurtrez et Lucazeau, 1999) ou encore à l'échelle d'un orogène (e.g. Gilchrist et al., 1994 ; Kühni et Pfiffner, 2001).

A partir d'une analyse globale de la topographie du massif, Musumeci et al. (2002) ont mis en évidence la morphologie de premier ordre qu'ils rapportent à la surrection du compartiment nord est de l'Argentera (au nord est des failles Argentera-Bersezio et Fremamorta-colle del sabbione) dans le contexte en transpression du Miocène et du Pliocène.

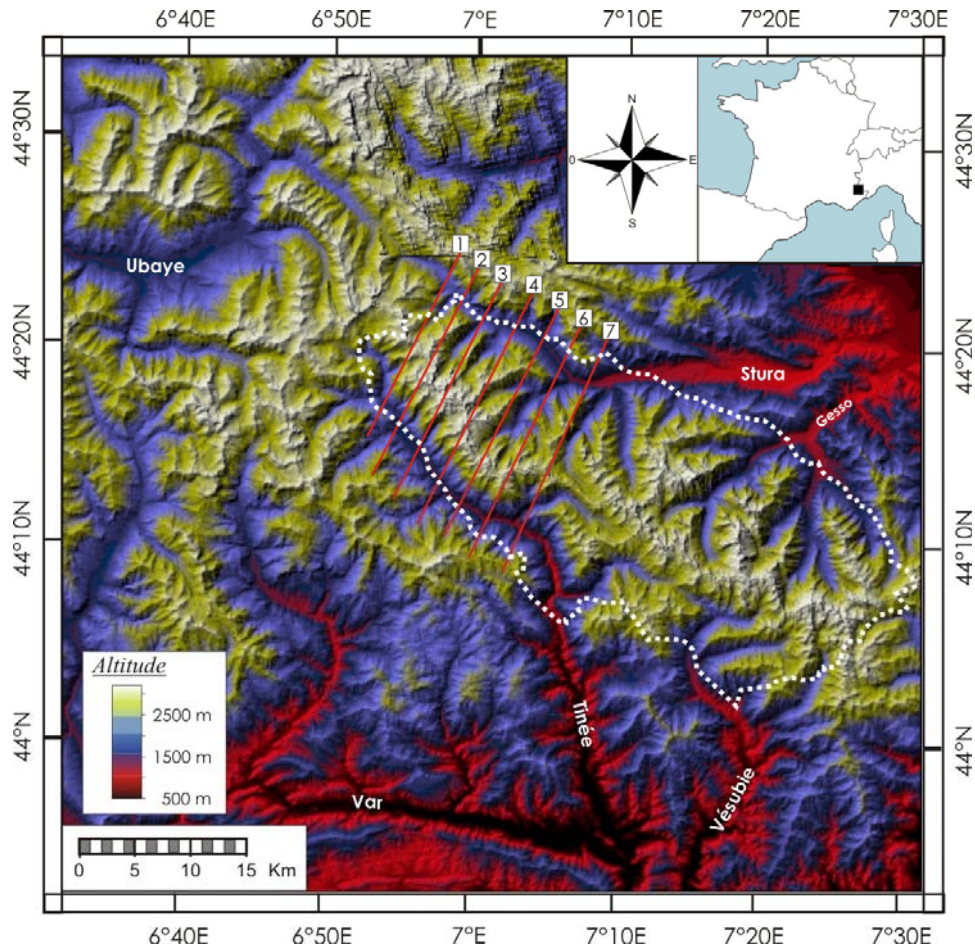


Figure II-36 : Modèle Numérique de Terrain du Massif de l'Argentera (source I.G.N et Région Ligurie). Le contour du massif est en pointillés blancs et les traits rouges correspondent aux profils topographiques de la figure II-35 (modifié d'après Godel, 2003).

Dans le Massif de l'Argentera le régime tectonique actuel est en extension (Figure II-16 ; Larroque et al., sous presse) mais ni les données sismologiques analysées, ni les données de terrain connues ne nous

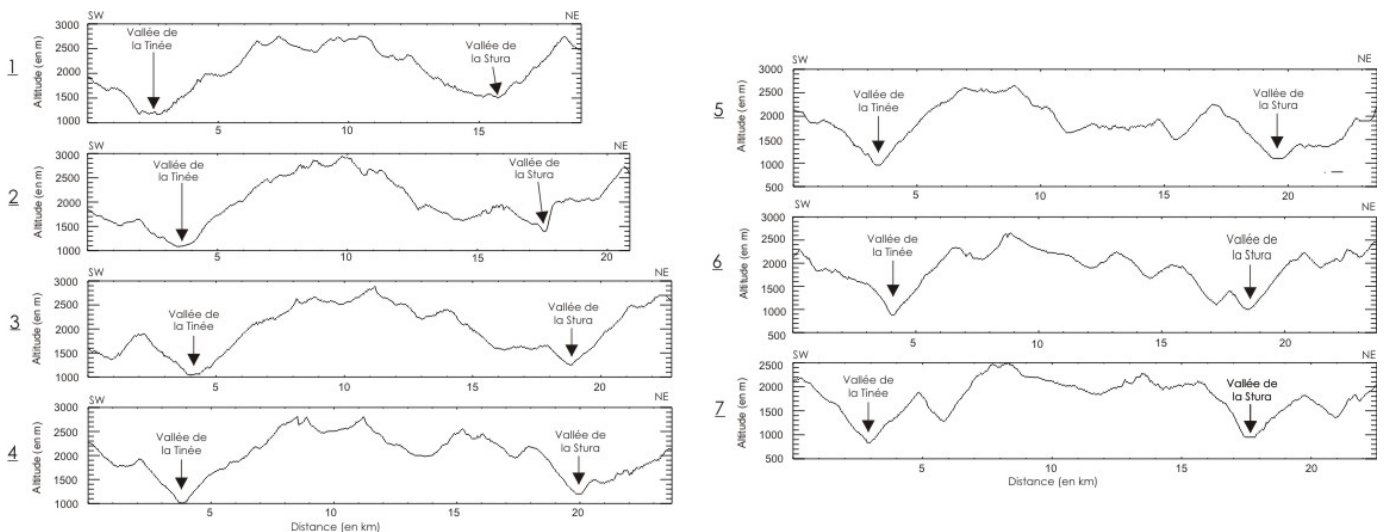


Figure II-37 : Exemple de sept profils topographiques extraits du MNT sur la partie nord ouest du Massif de l'Argentera. Ces profils sont moyennés sur une largeur de 1 km. La position des profils est reportée sur la Figure II-36.

permettent de dater l'âge de mise en place de ce régime. Tout au plus peut on proposer qu'il est post 3,5 Ma, selon l'histoire de la surrection du massif (Bigot-Cormier et al., 2000 ; Bogdanoff et al., 2000), et qu'il est

certainement très récent puisqu'il ne semble pas y avoir pas de manifestation structurale évidente dans le paysage (J.M. Lardeaux, com. pers.). Si ce régime tectonique est trop récent pour avoir produit des modifications structurales majeures en surface il pourrait néanmoins induire des anomalies morphologiques telles que des basculements de surfaces initialement horizontales ou des anomalies du réseau hydrographique.

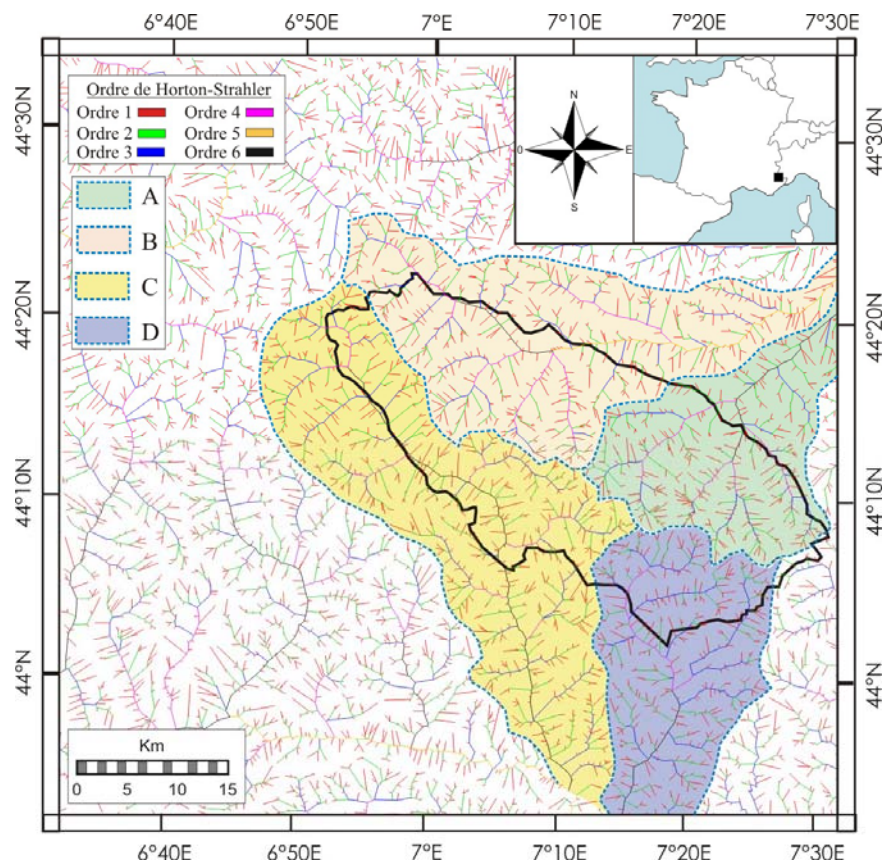
Pour couvrir l'ensemble du Massif de l'Argentera, nous avons utilisé le MNT de l'Institut Géographique National pour la partie française et celui de la Région Ligure pour la partie italienne (fourni par nos collègues de l'Université de Gênes). Leurs caractéristiques sont proches : une résolution de 50 m avec une précision verticale et horizontale de l'ordre de 5 m (Figure II-36). Les surfaces glaciaires que nous avons pu identifier sont en général de faible étendue. Un grand nombre de profils topographiques (Figure II-37) ont été tracés à travers le massif suivant différentes directions et analysées en détail mais aucun basculement notable de surfaces, qui correspondrait à des mouvements post-glaciaires, n'a pu être mis en évidence. Il est fort probable que ces basculements, si ils existent, sont trop faibles pour être mis en évidence sur un MNT à résolution moyenne (50 m).

4. Analyse morphotectonique : le réseau hydrographique autour de la faille Argentera-Bersezio

L'extraction automatique du réseau hydrographique à partir du MNT a été comparée en plusieurs points à celui extrait de la carte topographique au 1/25 000 pour en vérifier le niveau de fiabilité (Figure II-38). Le massif est partagé en quatre bassins versants : les deux bassins occidentaux sont alignés parallèlement à l'axe du massif (bassin de la Stura et bassin de la Tinée) et les deux bassins orientaux sont perpendiculaires à cet axe (bassin du Gesso et bassin de la Vésubie).

Dans plusieurs chaînes de montagne l'analyse des profils longitudinaux de rivières en régime transitoire a permis de caractériser la tectonique active (*e.g.* Seeber et Gornitz, 1983 ; Chen et al., 2003). Les meilleurs résultats ont le plus souvent été obtenus dans des zones où les taux de déformation sont importants et les vitesses sur les failles supérieures à plusieurs mm/an. Bien que les données actuelles sur le Massif de l'Argentera attestent de vitesse beaucoup plus faibles, nous avons tenté l'expérience pour voir si on pouvait identifier quelque chose, même de « très ténu ».

Figure II-38 : Réseau hydrographique du Massif de l'Argentera extrait d'après le MNT IGN-Région Ligure. Les éléments du réseau ont été hiérarchisés suivant la nomenclature de Horton-Strahler. Quatre bassins versants sont identifiés : A, bassin du Gesso ; B, bassin de la Stura ; C, bassin de la Tinée ; D, bassin de la Vésubie (modifié d'après Godel, 2003).



Vingt profils longitudinaux ont été analysés dans les bassins de la Stura, du Gesso et de la Tinée (Godel, 2003). L'essentiel des profils montrent que les cours d'eau ne sont pas à l'équilibre mais le plus souvent il ne nous a pas été possible d'en expliquer la raison. Dans le détail, le cas du bassin de la Stura est le

plus intéressant car six des neuf profils réalisés présentent des anomalies et en particulier les quatre qui traversent la faille Argentera-Bersezio (Figure II-39).

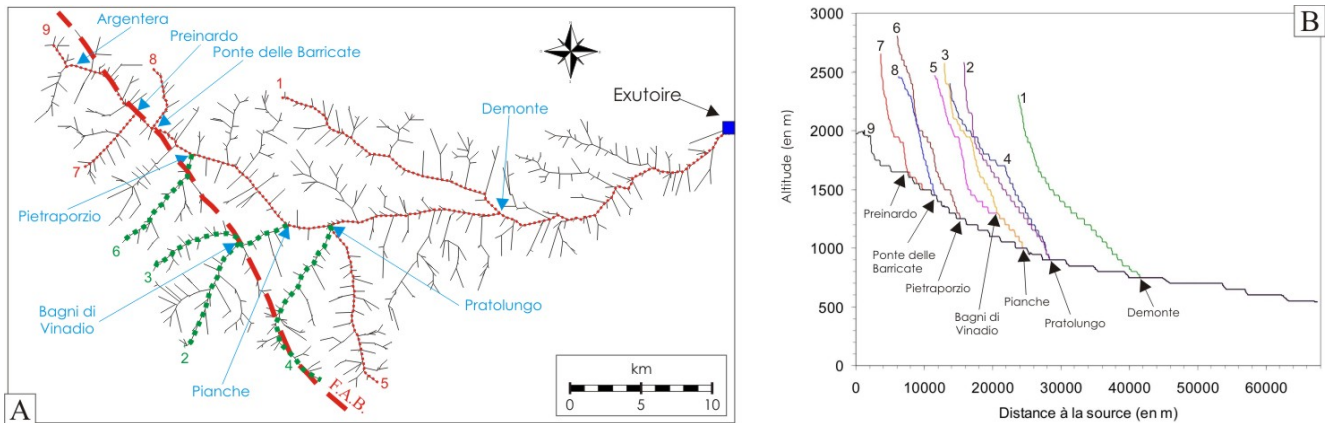


Figure II-39 : A, Localisation des profils longitudinaux des rivières du bassin de la Stura (1, vallon de l'Arma ; 2, vallon de San Bernolfo ; 3, vallon de l'Ischiator ; 4, vallon de Santa Anna ; 5, vallon du Rio Freddo ; 6, vallon de Piz ; 7, Rio di Ferriere ; 8, Rio de Servagno ; 9, Stura di Demonte) ; F.A.B., trace de la faille Argentera-Bersezio ; les quatre profils qui traversent la faille sont en pointillés verts. B, Profils longitudinaux (le détail est disponible dans Godel, 2003).

Les anomalies repérées dans les vallons du Piz, de l'Ischiator et de Santa Anna se calent bien par rapport à la faille (Figure II-39). Ces données permettent-elles de conclure que la faille Argentera-Bersezio est active ? Il faudrait pour cela démontrer que les anomalies des profils longitudinaux dans ces trois vallons résultent du fonctionnement de la faille. Cependant la plupart des rivières de l'Argentera ne sont pas en équilibre et présentent des anomalies de profils sans qu'on puisse prétendre qu'il y a des failles actives

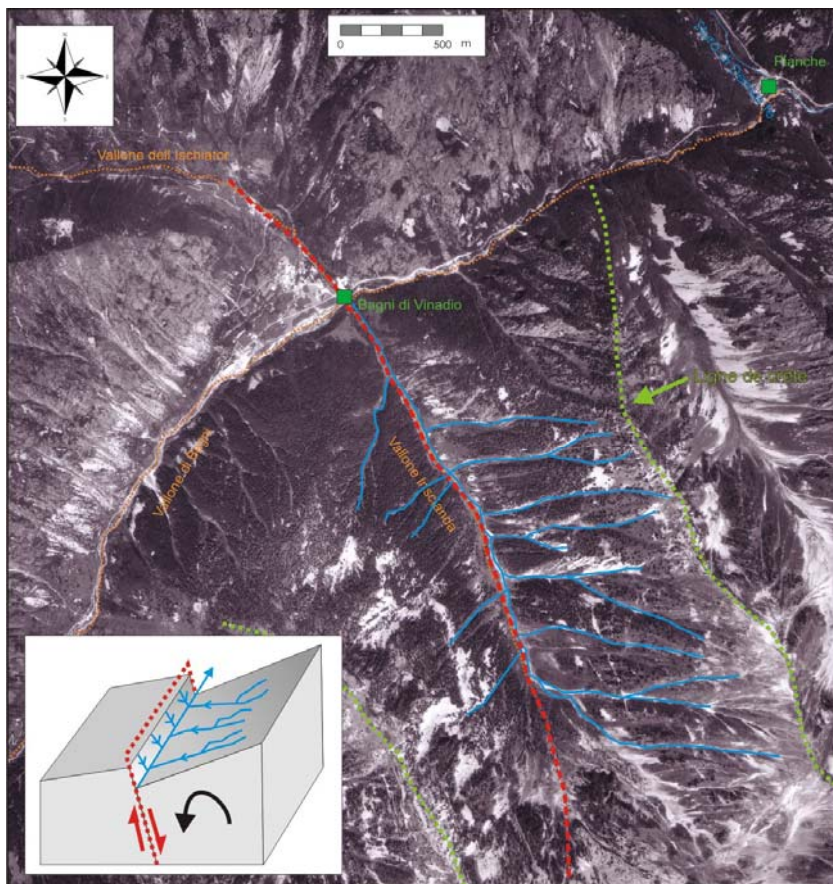


Figure II-40 : Dissymétrie des affluents de l'Inscianda (photo aérienne IGN, n°). La trace de la faille Argentera-Bersezio est en pointillés rouges et les affluents sont en bleus (d'après Godel, 2003). L'encart montre comment le fonctionnement en faille normale peut rendre compte de cette dissymétrie du réseau hydrographique.

partout ! Je reste sceptique sur ce qu'on peut « faire dire » à ces données dans le contexte de déformation du Massif de l'Argentera. En admettant que la faille Argentera-Bersezio soit active, l'analyse des anomalies observées le long des profils ne permet pas non plus de conclure sur la cinématique actuelle, normale ou inverse, de cette faille.

Par ailleurs, le réseau hydrographique est dissymétrique dans plusieurs vallons. Au sud de Bagni di Vinadio, dans le vallon de l'Inscianda les affluents de la rive droite sont en moyenne trois fois plus

développés que ceux de la rive gauche. La dissymétrie d'un réseau hydrographique peut avoir différentes origines dont des processus tectoniques (*e.g.* Schumm et al., 2000). Dans le cas présent comme la lithologie est homogène (gneiss à biotite) de part et d'autre du vallon, nous avons proposé que cette dissymétrie soit la conséquence d'un basculement de la surface en relation avec le fonctionnement en faille normale de la faille Argentera-Bersezio (Figure II-40). La même proposition peut être faite pour le vallon de l'Arma et le vallon de Roccasparvera qui présentent les mêmes caractéristiques (Godel, 2003). Il faut bien sur rester prudent sur ces propositions qui ne sont pas étayées par des arguments solides. Néanmoins, même si ce ne sont pas des structures clairement exprimées en surface ces anomalies morphologiques sont cohérentes avec les modifications que produirait un état de contrainte en extension récent tel que nous l'avons déduit de l'inversion des mécanismes au foyer (Figure II-16 et Figure II-18).

En conclusion concernant le Massif de l'Argentera, les analyses morphotectoniques n'ont pas permis d'apporter d'éléments de quantification de la tectonique active mais seulement de proposer que le régime de déformation en extension observé dans la sismicité soit très récent. Ces analyses sont préliminaires et le passage à une autre échelle d'observation, sur le terrain et à partir d'images à haute résolution en particulier, est indispensable. Les sept séismes « significatifs » qui se trouvent proches de la zone de forte courbure entre la faille Argentera-Bersezio et la faille Fremamorta-Colle del Sabbione au nord de Saint Martin de Vésubie (Figure II-35) représentent-ils une observation suffisante pour définir une activité actuelle de ces failles ? Il me semble important de confirmer cette proposition par des observations sismologiques et géodésiques complémentaires, d'une part une analyse de la microsismicité enregistrée par un réseau dense et d'autre part l'ajout d'une station GPS permanente sur le côté italien du massif, au NE de la faille Argentera-Bersezio.

Nous avons mis en évidence des déformations en extension qui nous semblent dominer la déformation active du Massif de l'Argentera mais on ne pas exclure une composante décrochante associée, tel que c'est proposé pour la faille active de Sérenne qui prolonge la faille Argentera-Bersezio au nord (Ménard, 1998 ; Guyoton et al., 1990 ; Sue, 1999).

D- La marge nord Ligure.

Les équipes « sismo » et « géomer » de Géosciences Azur développent depuis plusieurs années l'observation de la sismicité par les réseaux d'OBS semi-permanents installés sur la marge nord ligure (<http://geoazur.unice.fr/RESEAUX/page-rosmarin.html>) et par des campagnes temporaires (http://www.obs-ylfr.fr/GeosciencesAzur/OBS/article.php?id_article=37). Par ailleurs cette expérience acquise dans l'observation sous-marine devrait conduire à la mise en place d'un observatoire fond de mer multi-paramètres permanent (sismicité, fluides, pression de la colonne d'eau...) dans le cadre du projet de réseaux de capteurs sous-marins « DEEP SEA NET ».

Une des caractéristiques majeures du Bassin Ligure est la dissymétrie de sa déformation active : la marge sud ligure est un domaine pratiquement asismique alors que la marge nord est particulièrement sismique (Figure II-13). Cette marge nord est le lieu des deux séismes les plus forts connus dans la région : le 23 février 1887 ($M > 6,5$) et le 19 juillet 1963 ($M_b = 6,0$). C'est donc un endroit particulièrement important pour rechercher des traces de ces deux événements et probablement celles d'autres séismes anciens. Des modèles de déformation de la marge nord sont proposés, faisant intervenir le flux de chaleur (Béthoux et al., 2008) ou la relation avec la déformation des Alpes du sud (Larroque et al., sous presse) mais pour l'instant aucune donnée ne permet de discuter précisément comment la déformation de la marge nord est accommodée. Pourtant des structures actives durant le Quaternaire ont été identifiées (*e.g.* Figure 7 dans Larroque et al., 2001) mais il a été montré que l'essentiel de ces failles normales de bas de pente sont dues au retrait du sel messinien vers le bassin (Sage et al., 2005 ; Obone Zue Obame et al., soumis).

L'une des questions non résolue est de savoir si la déformation de la marge nord se fait par la réactivation d'anciennes failles issues de l'ouverture du bassin et/ou de la compression alpine où alors s'il se développe un système chevauchant sous la marge qui absorbe la convergence avec le bloc Corso-Sarde et l'écroulement des reliefs alpins (Figure II-20 ; Larroque et al., sous presse).

De nombreuses campagnes de géophysique marine ont été consacrées à la connaissance des structures de la marge et à son évolution cénozoïque (*e.g.* Réhault et al., 1984 ; Rollet et al., 2002). Avec Sébastien Migeon nous avons proposé d'utiliser les nouveaux outils haute résolution de l'IFREMER pour analyser la morphologie de la marge nord ligure. Nous avons mis au point le projet de campagne MALISAR (Migeon et Larroque, 2006 ; 2007) dont les objectifs principaux sont :

- d'utiliser le signal morphologique pour caractériser les déformations récentes et actives,

- de déterminer si des structures potentiellement actives mises en évidence à terre se prolongent sur la marge (Figure II-23),
- de caractériser les glissements sous-marins et leur relation éventuelle avec les déformations.

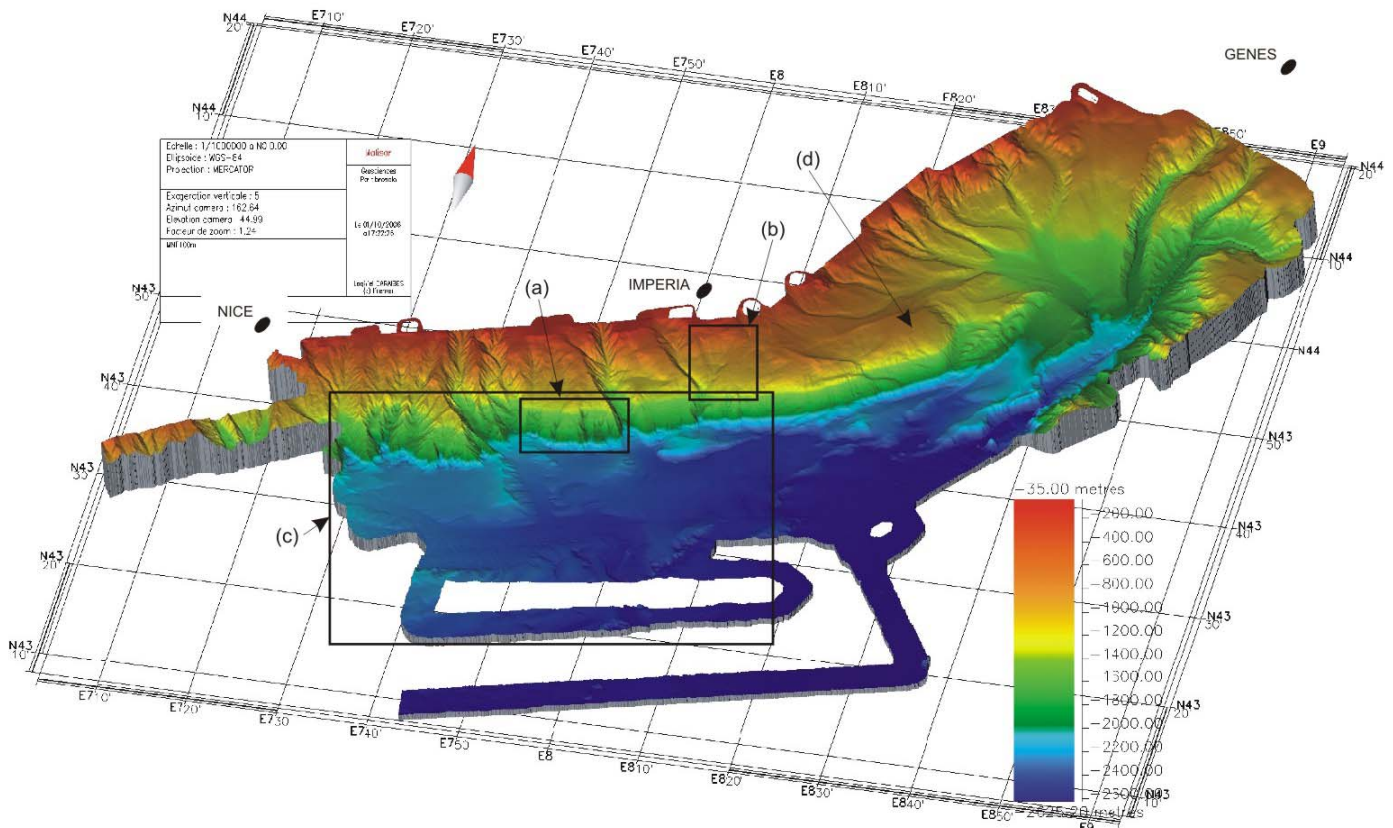


Figure II-41 : Compilation des relevés bathymétriques EM300 de la campagne MALISAR-1 et localisation des images suivantes. La position des principales villes est donnée à titre indicatif.

Les campagnes MALISAR se sont déroulées en 3 legs sur la marge nord ligure, en 2006, 2007 et 2008, durant lesquels nous avons mis en œuvre le sondeur multifaisceaux EM 300, la sismique rapide et la sismique haute résolution 72 traces, le sondeur acoustique remorqué (SAR), le chirp (sondeur de sédiments) et l'AUV. De plus, sept carottages « küllenberg » ont permis de récolter des carottes de 2,5 à 7,8 m de longueur. La zone couverte va d'Antibes à Gênes (Figure II-41).

L'analyse préliminaire des données des campagnes MALISAR (Larroque et al., 2006 ; Migeon et al., 2007 ; Mercier de Lépinay et al., 2007 ; Cattaneo et al., 2008) a fait apparaître de nombreux éléments nouveaux :

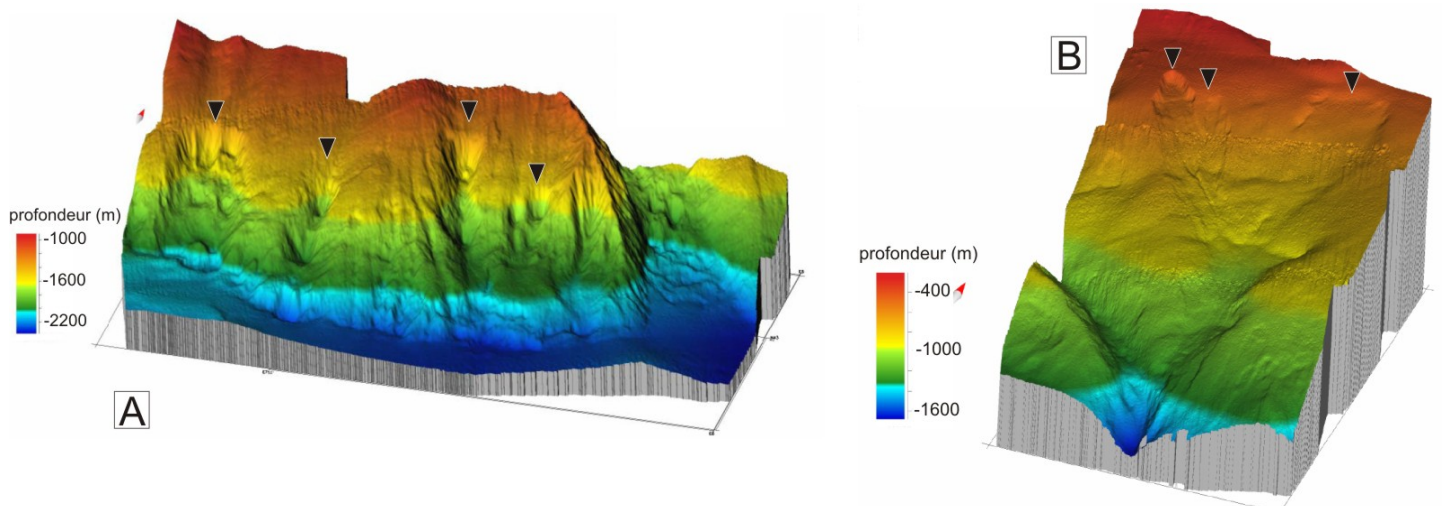


Figure II-42 : A, Exemples de glissements à la base de la pente continentale. Les cicatrices (triangles noirs) sont alignées sur l'isobathe 1300 m et l'épaisseur des glissements est de 200-300 m [localisation : (a) sur Figure II-41]. B, Détail de la morphologie.

du fond sur le haut de la pente continentale dans la zone épacentrale de l'événement de 1887. Deux cicatrices majeures affectent la pente entre 400 et 1100 m, l'épaisseur des glissements est d'une centaine de mètres [localisation : (b) sur la Figure II-41].

- Les glissements sous-marins (Figure II-42A) affectent l'essentiel de la marge dans la partie ouest mais d'une manière générale, le degré de déstabilisation (visible en surface) de la pente continentale tend à diminuer vers l'est ;
- Certains glissements sont situés sur des zones de tectonique active, comme la zone épacentrale de l'événement de 1887 (Figure II-42B ; Hassoun, 2008) ;
- Des structures de direction N70°E, obliques à la direction de la marge forment des escarpements en échelons dans le bassin et certains de ces escarpements se prolongent sur la pente (Figure II-43) ;
- La partie est de la marge est moins étroite et moins pentue. Elle est structurée par un grand promontoire de direction NE-SW qui surplombe la zone la plus profonde d'environ 1000 m (d, Figure II-41).

Les résultats des campagnes MALISAR sont en cours d'exploitation. Dans le cadre de ce mémoire, je présente brièvement deux points particuliers qui sont en relation avec la déformation active de la marge : l'escarpement situé en pied de pente au large de Nice (la faille « Marcel ») et le grand promontoire d'Imperia sur la partie est de la marge.

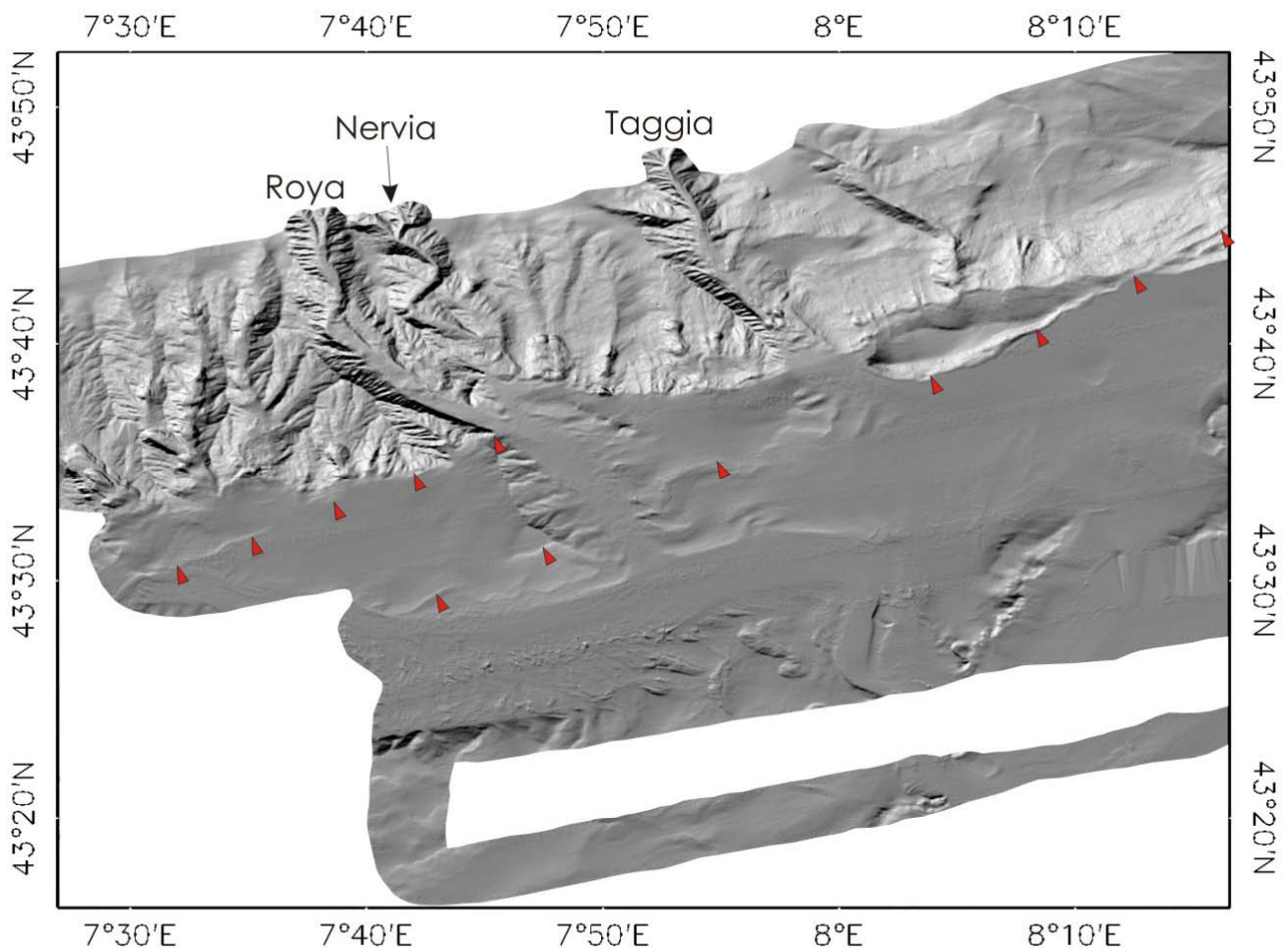
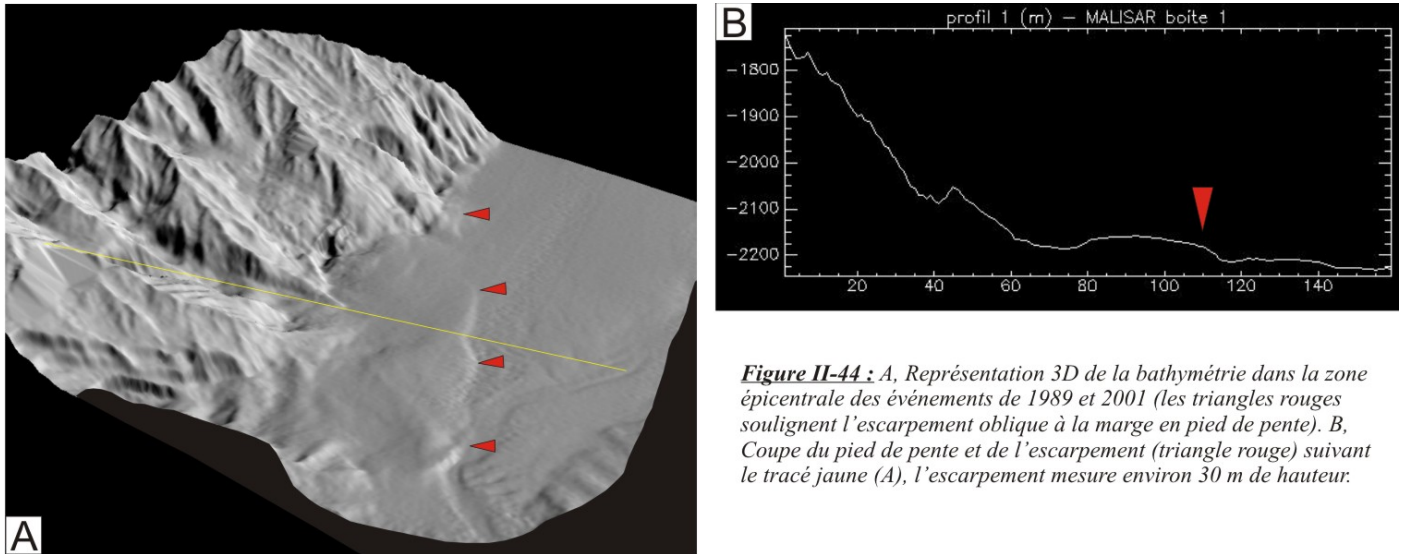


Figure II-43 : MNT de la partie ouest de la marge nord ligure. Les triangles rouges soulignent les structures N70°E en échelons obliques à la marge (vers l'est ces structures se prolongent sur la pente). Les trois principaux canyons de la zone sont indiqués [localisation : (c) sur la Figure II-43].

1/ La faille Marcel

Les séismes de 1986 (Ml=3.8), 1989 (Ml=4,5) et 2001 (Ml=4,6) sont situés au pied de la pente continentale, environ 30 km au sud de Nice (Figure II-16 ; annexe II-2). Cette zone, à l'ouest du canyon de la Roya, est traversée par un des escarpements obliques à la marge (Figure II-43 et Figure II-44A). L'escarpement de direction NE-SW mesure une trentaine de mètre de hauteur (Figure II-44B) et il est continu sur plus de 10 km sauf dans sa partie est où il est recouvert par un glissement (Figure II-44).

Les données de sismique haute résolution montrent que cet escarpement se situe dans le prolongement d'une faille à fort pendage (Figure II-45). Il résulte donc bien des déplacements cumulés le long de cette faille que nous avons appelé la faille « Marcel » puisqu'elle se situe dans le prolongement sud



du cirque du même nom. Sur le profil MR58 l'escarpement de faille semble en retrait vers le nord par rapport à la faille elle-même, ce qui pourrait résulter du fait qu'il n'a pas été activé depuis longtemps.

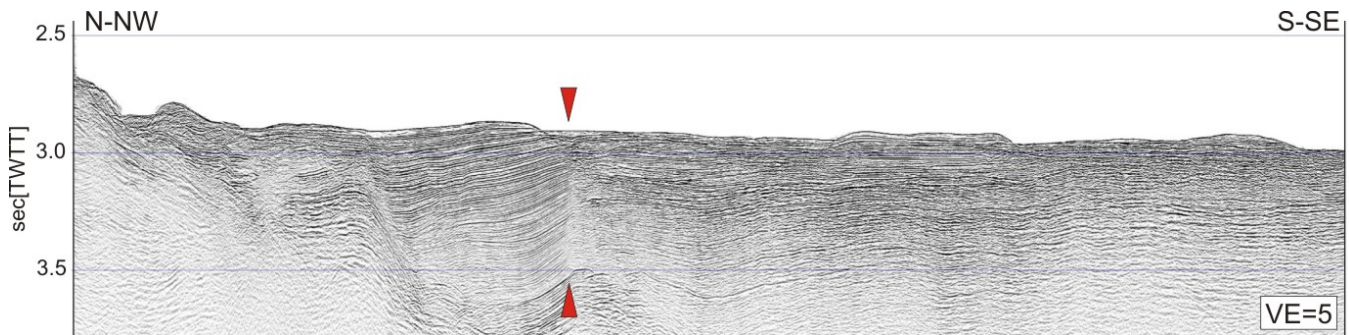


Figure II-45 : Extrait du profil de sismique HR MR58. Les flèches rouges soulignent la géométrie de la faille sur ~1000 m de profondeur car la sismique HR est peu pénétrative (la position du profil est à peu près celle du trait jaune de la Figure II-44).

Sur le profil du sondeur de sédiments, on voit que les réflecteurs superficiels sont coupés par la faille (Figure II-46). De même, sur les images SAR, l'escarpement est bien net, il n'est pas drapé et présente de nombreuses stries obliques par rapport à la direction du plan. Ces deux dernières observations indiquent au

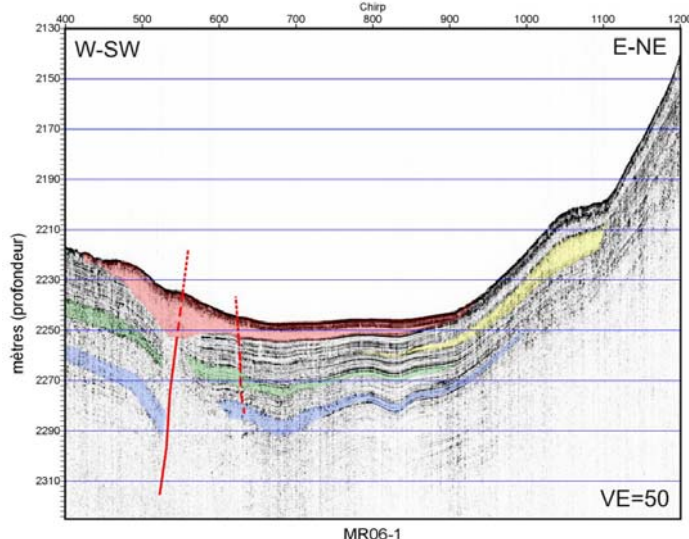


Figure II-46 : Profil du sondeur de sédiment (chirp) oblique à l'escarpement de la faille Marcel dans sa partie est. L'escarpement disparaît sur le MNT (Figure II-44) car il est recouvert par les dépôts d'un glissement sous-marin (en rose). Sous le glissement, les réflecteurs les plus superficiels sont déformés.

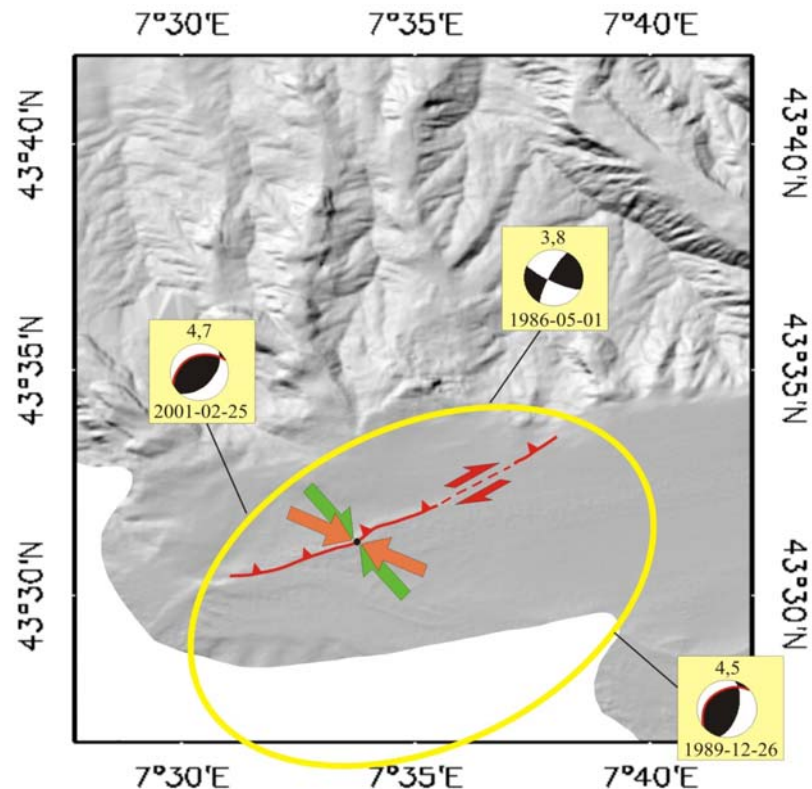
contraire de la conclusion précédente que la faille Marcel a pu être activée récemment. Des tentatives de datation du glissement sont en cours à partir des carottes prélevées sur la zone.

La déformation des sédiments autour de la faille ainsi que la géométrie de l'escarpement et de la faille en profondeur sont compatibles avec une faille à composante inverse et/ou décrochante. Avec les données disponibles, la géométrie de la faille n'est connue que dans le premier kilomètre, elle peut avoir un pendage plus faible en profondeur et il n'est pas possible de discuter de son extension et de son enracinement jusqu'à la zone sismogène vers 8-10 km.

Les mécanismes au foyer des trois événements localisés dans la zone présentent tous un plan nodal à pendage nord et de direction proche de la faille Marcel (Figure II-47). Les mécanismes en faille inverse de 1989 et 2001 sont parfaitement compatibles avec la géométrie de la faille et avec l'état de contrainte déterminé par Madeddu et al. (1996) et Baroux et al. (2001). Dans le cas de l'événement de 1986, la cinématique du plan N40°E n'est pas compatible.

Ces trois événements sont localisés vers 8-10 km de profondeur, compte tenu de leur magnitude modérée, il est évident que les ruptures n'ont pas atteint la surface. Néanmoins les arguments en présence sont suffisants pour proposer que la faille Marcel soit une faille inverse active sur laquelle les événements actuels modérés n'entraînent pas de rupture jusqu'à la surface. L'escarpement étudié est un escarpement cumulé en voie d'érosion mais la déformation des sédiments superficiels témoigne que des séismes récents ont produit des ruptures jusqu'en surface. Il faut bien sûr tenter de préciser l'âge de la dernière rupture atteignant la surface, ce que devrait permettre de préciser les datations des carottes récoltées.

Figure II-47 : Zone épacentrale des trois événements de 1986, 1989 et 2001 et mécanismes au foyer associés. La faille Marcel est en rouge et l'ellipse jaune indique la zone de position la plus probable des épacentres. Les flèches indiquent la direction de SHmax pour les états de contraintes déterminés par Madeddu et al., 1996 en vert et par Baroux et al. (2001) en orange.



La faille Marcel est une des sources retenues pour les modélisations dans le cadre du projet QSHA (http://qsha.unice.fr/WEB_WP2/index_Failles.php). Pour l'instant son potentiel sismogène ne peut être estimé qu'à partir de sa longueur (11 km) et en faisant l'hypothèse qu'elle se prolonge en profondeur jusqu'à la zone hypocentrale des événements de 1986, 1989 et 2001, c'est-à-dire vers 10 km. La magnitude possible que nous avons retenue est de 6,5. Cette analyse est ponctuelle car la faille Marcel n'est pas seule (Figure II-43) mais elle fait partie d'un système en échelon plus vaste dont les failles pourraient être activées conjointement et produire alors un événement de magnitude bien supérieure. Actuellement, cette hypothèse est, à mon avis, un des points cruciaux à étudier dans la région.

2/ Le promontoire d'Imperia

La partie est de la marge nord ligure (est de 8°10'E) est plus étendue vers le bassin et sa pente est moins raide que celle de la partie ouest. Elle est dominée par un promontoire qui s'étend sur environ 40 km entre 8°10'E et 8°35'E (Figure II-41). Comme dans la partie ouest, la partie supérieure de la pente est

fortement incisée par des canyons, cependant ces canyons ne suivent pas une trajectoire directe vers le bassin mais ils sont largement déviés vers l'est et se regroupent en un seul exutoire dans l'axe du canyon Noli (Figure II-48).

Vers 8°28'E un paléocanyon traverse le promontoire. Il correspond certainement à l'exutoire précédent, lorsque le réseau de canyons rejoignait directement la base de la pente. L'abandon de ce canyon et la déviation des canyons actuels vers l'est pourraient être la conséquence de la surrection récente du promontoire d'Imperia.

La partie basse du promontoire présente une morphologie complexe avec plusieurs escarpements parallèles dont la dénivellée est d'une centaine de mètres pour l'escarpement le plus continu qui se prolonge vers l'est sur plusieurs dizaines de kilomètres. Cette partie basse est fortement déformée et des réflecteurs à pendage nord limitent les escarpements (Figure II-49A). Entre le promontoire et le canyon de Gênes, deux failles à fort pendage recoupent les dépôts sédimentaires qui présentent de fortes variations de pendage (Figure II-49B). A proximité de la faille nord, les dépôts sont déformés en synforme au contact de la faille et à proximité de la faille sud, une antiforme est entaillée par l'érosion sur le bord du canyon de Gênes.

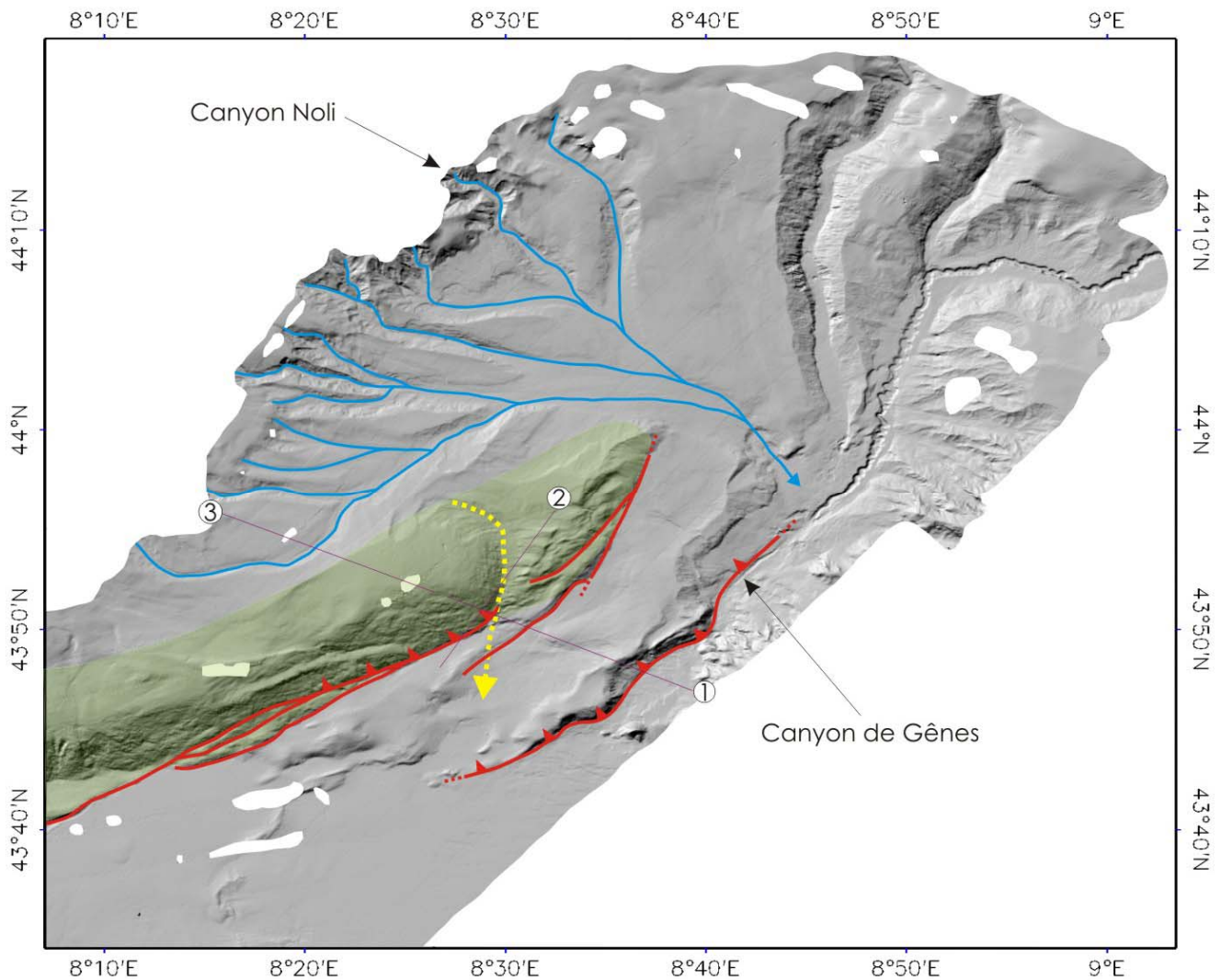


Figure II-48 : MNT de la partie est de la marge nord ligure [localisation : (d) sur la Figure II-41]. Les canyons actuels sont en bleu et le paléocanyon en jaune. La partie soulevée de la marge (le promontoire d'Imperia) est surlignée en vert. La dénivellée entre le sommet du promontoire et le fond du bassin est de plus de 1000 m. Traces des profils sismiques MR45 (1 et 3) et MR25 (2), respectivement.

L'analyse préliminaire des données MALISAR permet de montrer que le promontoire d'Imperia se soulève par le développement de failles inverses avec une composante décrochante possible. On retrouve par conséquent les mêmes éléments que ceux proposés pour la partie ouest de la marge (Figure II-43, 44 et 45) mais avec une déformation cumulée plus importante dont témoigne la surrection du promontoire. Dans le bassin situé au nord du promontoire (Figure II-46), la géométrie des dépôts post-messiniens (Figure II-50) atteste que cette déformation est progressive durant le Pliocène et Pléistocène (Bigot-Cormier et al. (2004) l'avait déjà proposé à partir de l'analyse d'un autre jeu de données sismiques).

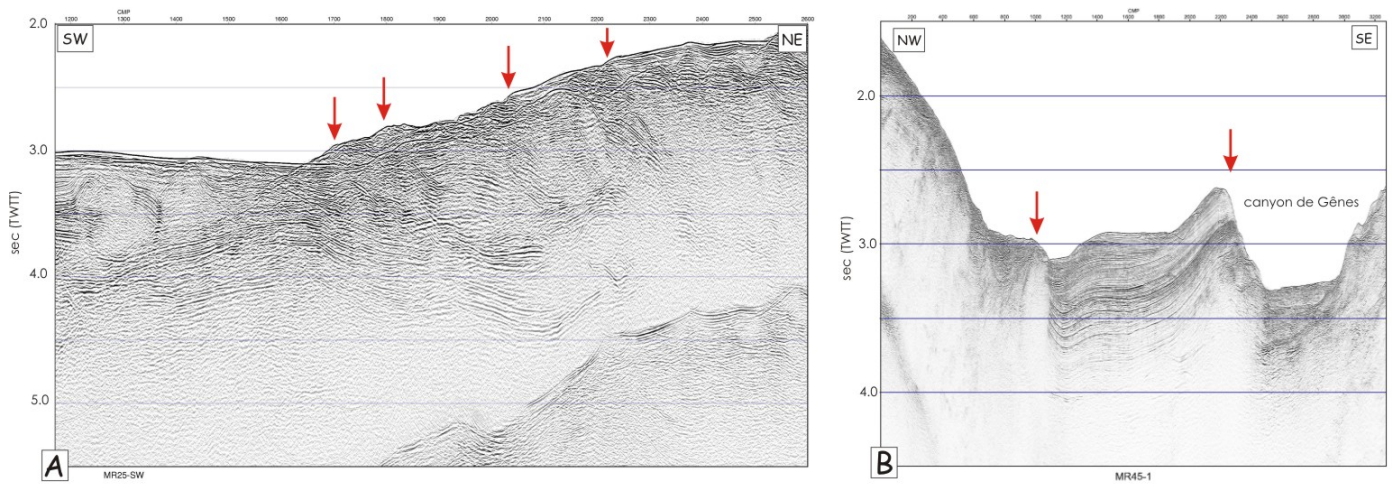


Figure II-49 : A, La base du promontoire d'Imperia est limitée par des failles à pendage nord (profil de sismique rapide MR25, 2 sur la Figure II-48). B, Entre le promontoire et le canyon de Gênes deux failles à fort pendage déforment les dépôts récents (profil de sismique HR MR45, 1 sur la Figure II-48).

Sur le sommet du promontoire, des indices de remontée de fluides (pockmarks) ont été identifiés à partir des données SAR. Des dépressions circulaires de 20-30 m de diamètre ne sont pas drapées de sédiments et semblent donc récentes voir actives. Elles pourraient correspondre à des zones d'expulsion de fluide en relation avec l'activité tectonique comme cela a été montré dans d'autres régions (e.g. Henry et al., 2002).

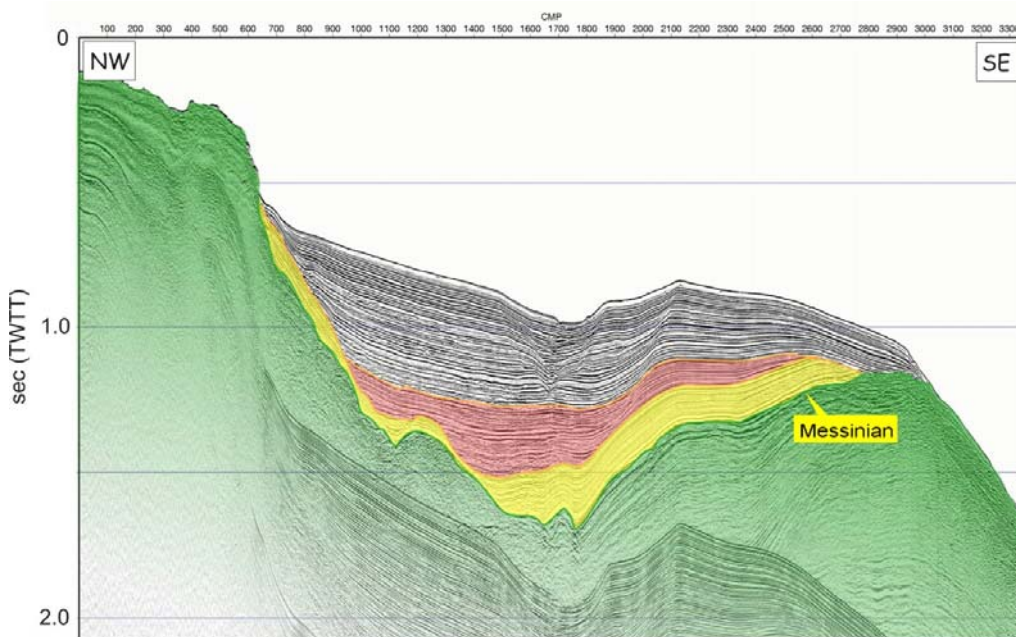


Figure II-50 : Sur le profil de sismique HR MR45 (3 sur la Figure II-48) on observe particulièrement bien les discordances internes et des troncatures dans la série plio-quaternaire (post surface d'érosion messinienne) qui traduisent une déformation progressive du promontoire d'Imperia (d'après Mercier de Lépinay et al., 2007).

Avec le jeu actuel de données, la corrélation entre les structures observées au niveau du promontoire et la sismicité est faible. Un seul événement de magnitude supérieure à 3 a été enregistré dans cette zone (29/10/1986, Figure II-16). De plus les microséismes ne sont pas localisés avec suffisamment de précision pour qu'on puisse les discuter : sur la Figure II-13, le promontoire semble traversé par un alignement de séismes ~N-S vers 8°20'E mais cet alignement ne se retrouve pas sur toutes les cartes de sismicité (Figure II-15), il est donc difficile d'estimer sa réalité. Quoiqu'il en soit la déformation sismique actuelle semble plutôt se localiser sur l'extrémité ouest du promontoire, vers 8°00'E.

3/ La séquence sismique du 23 février 1887

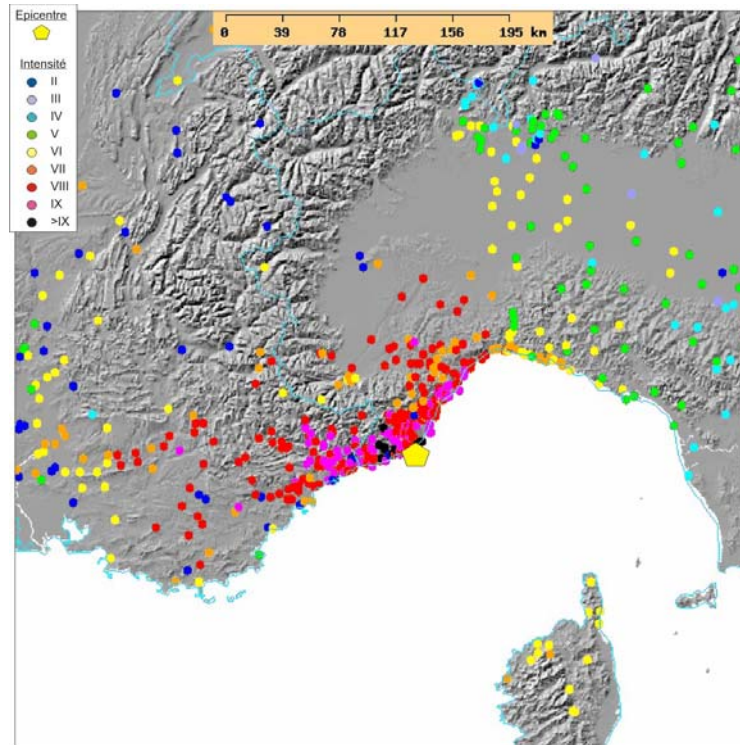
C'est l'événement connu le plus important qui secoua la région. Il fit plus de 600 morts et 2000 blessés et généra de nombreuses destructions sur l'ensemble du littoral et de l'arrière-pays d'Imperia à Menton (Figure I-11 ; Capponi et al., 1980 ; Ferrari, 1991). Un tsunami avec un run-up de 2 m fut aussi enregistré quelques instants après et il est considéré comme un effet induit (Eva et Rabinovich, 1997).

| | Données italiennes | Données françaises |
|-----------------------|--------------------|--------------------|
| Localisation | 43,75°N-8,10°E | 43,70°N-7,85°E |
| Magnitude équivalente | 6,6 | 7,1 |

Tableau II-1 : Localisation et magnitude équivalente de la séquence sismique de 1887 en mer ligure déterminée avec la loi d'atténuation de Bakun et Scotti (2006), d'après Charlier (2007).

L'événement de 1887 correspond en réalité à une séquence de trois séismes : le choc principal se produisit à 5:21:50 GMT, il fut suivi par deux très fortes répliques à 5:29:00 GMT et à 7:51:00 GMT (Boschi et al., 1995). L'intensité épacentrale donnée par SISFRANCE est IX MSK (Figure II-51). Les

Figure II-51 : Carte des intensités épacentrales pour l'événement de 1887 (d'après la base de données SISFRANCE, <http://www.sisfrance.net>).



caractéristiques de la source sont bien sur mal connues : (i) Eva et Rabinovitch (1997) ont proposé une cinématique en faille normale mais cette proposition est peu argumentée et (ii) Charlier (2007) a calculé deux magnitudes équivalentes suivant la méthode proposée par Bakun et Scotti (2006), en supposant un hypocentre à 12 km et en utilisant séparément les données françaises et les données italiennes (Tableau II-1).

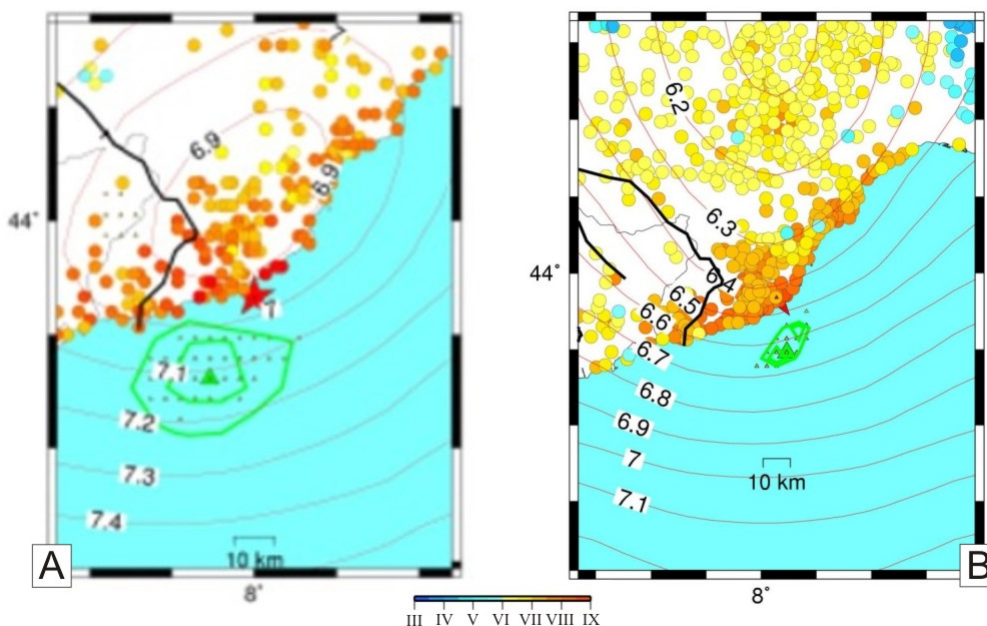


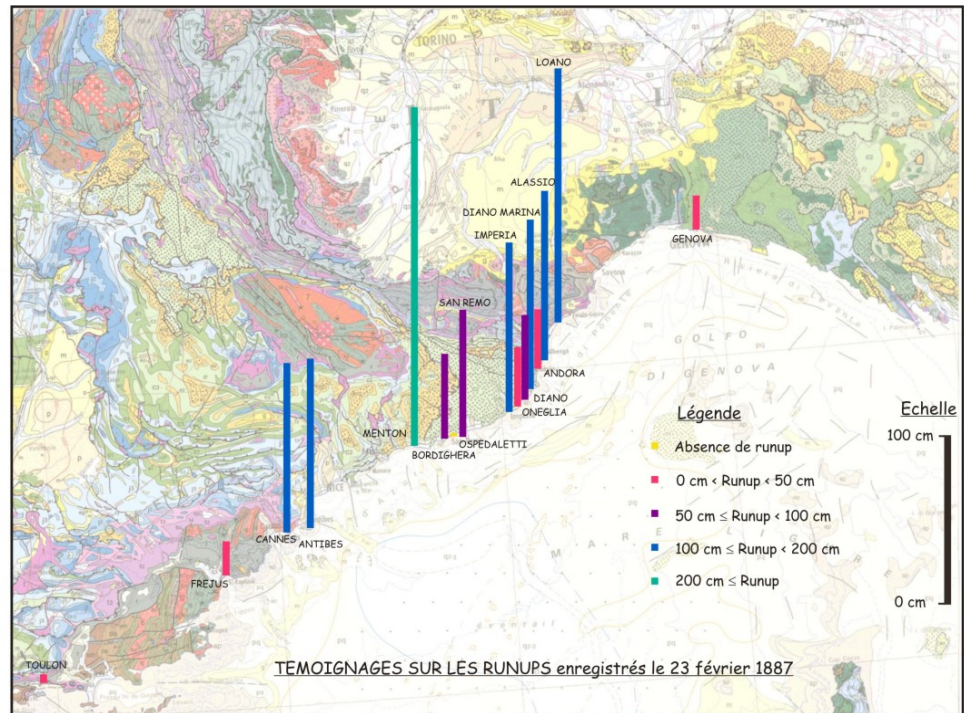
Figure II-52 : Détermination du couple magnitude-localisation pour la séquence sismique de 1887 en mer Ligure pour un hypocentre situé à 12 km. Les ronds de couleurs correspondent aux valeurs d'intensité observées et les cercles verts à la localisation de l'épicentre la plus probable. A, A partir des données historiques françaises ; B, à partir des données historiques italiennes (d'après Charlier, 2007).

La magnitude équivalente serait donc comprise entre 6,6 et 7,1. Cependant cette magnitude est estimée à partir du cumul des dégâts observés à la suite des trois chocs, elle est donc probablement

surévaluée sans qu'on puisse donner plus de précision. La localisation de l'épicentre est clairement en mer, à quelques kilomètres de la côte, juste à l'ouest du promontoire d'Imperia (Figure II-52 et Figure II-54).

Dans le cadre de stage de M2 de Sabine Charlier (Charlier, 2007), nous avons tenté de retrouver les caractéristiques de la source (localisation, magnitude, mécanisme) du choc principal en utilisant les données du tsunami et en supposant qu'il en soit la cause. Une vingtaine de minutes après le choc principal (5:21:50 GMT) de nombreux témoignages ont rapporté des mouvements d'eaux sur le littoral et ceux-ci ont été enregistrés par les marégraphes de Gênes et de Nice. La cartographie de ces mouvements permet de montrer qu'un tsunami d'importance régional, avec des runup de 2 m au maximum, s'est produit mais qu'il n'a pas été généralisé à l'ensemble de la Méditerranée occidentale (Figure II-53). Les indices se situent essentiellement sur le littoral nord, ce qui est cohérent avec un épicentre proche de la côte franco-italienne.

Figure II-53 :
Cartographie des
runup observés
après la séquence
sismique de 1887
(d'après Charlier,
2007).



La simulation du tsunami a été réalisée avec Mansour Ioualalen en testant plusieurs scénarii (des glissements sous-marins et différentes sources sismiques) afin de reproduire le déclenchement, la propagation et l'inondation du tsunami du 23 février 1887 (Charlier, 2007) :

- Dans les premiers scénarii, on considère que, quelle que soit son influence sur le mouvement du fond marin, le séisme est à l'origine d'un glissement sous-marin et on cherche à tester si le volume déplacé par le glissement est suffisant pour générer le tsunami observé. Les deux glissements pris comme référence sont ceux qui ont été repérés dans la zone épiscopentrale (Figure II-42B). Les tests ont été réalisés en faisant glisser les volumes de chacun des glissements séparément et en les combinant. Dans les simulations réalisées, ni la séquence, ni la période, ni l'amplitude des vagues observées n'ont pu être reproduites. On peut donc exclure une source purement gravitaire comme origine du tsunami de 1887.
- Pour les scénarii sismiques, les tests imposent une combinaison de la localisation de l'épicentre et de l'hypocentre, de la direction et du pendage de la faille, de la longueur de la faille, de la direction et de l'amplitude du déplacement sur la faille. Quinze simulations ont été réalisées mais pour l'instant il n'est pas possible de conclure. Différents scénarii, fondés sur un mouvement en faille inverse ou un mouvement en faille normale, produisent des résultats cohérents avec les observations mais ce travail doit être considéré comme préliminaire. Les éléments communs qui ressortent sont un hypocentre situé à au moins 10 km de profondeur, une faille d'au moins 45 km de longueur orientée parallèlement à la côte et le soulèvement ou la subsidence d'un bloc d'au moins 10 km de largeur. Les conclusions du rapport (Charlier, 2007) doivent être étudiées avec circonspection et faire l'objet d'une validation par un travail ultérieur (Mansour Ioualalen, com. pers.).

Tous les séismes de magnitude ~6,5 ne produisent pas nécessairement des ruptures en surface même si leur foyer est crustal (e.g. Triep et al., 1995 ; Arjannikova et al., 2004 ; Toda, 2007). Néanmoins, la profondeur de 12 km proposée pour le séisme de 1887 est assez superficielle pour que des traces de rupture

en surface soient recherchées. L'analyse préliminaire des données de la campagne MALSAR n'a pas permis de mettre en évidence des structures indiscutablement produites par cet événement. Mais les structures que j'ai décrites précédemment, la faille Marcel et les failles limitant le promontoire d'Imperia, constituent un ensemble de failles en échelon dont j'ai montré que certains segments ont été activés récemment. La direction de ces segments ainsi que leur longueur totale (>80 km) sont cohérentes avec un événement tel que celui de 1887 si plusieurs de ces segments sont activés conjointement (Figure II-54). La position des épicentres proposés impose à ce faisceau de failles un pendage raide vers le nord. Concernant la géométrie en profondeur, on peut envisager soit le branchement de ces failles sur une structure telle que la zone de chevauchement ligure (Figure II-11) avec un pendage vers le nord, soit un système de failles qui reste indépendant et conserve un fort pendage en s'amortissant en profondeur. Suivant ces observations structurales, la cinématique la plus probable lors de l'événement de 1887 serait un mouvement inverse avec sans doute une composante décrochante. Cette proposition est en contradiction avec l'hypothèse de Eva et

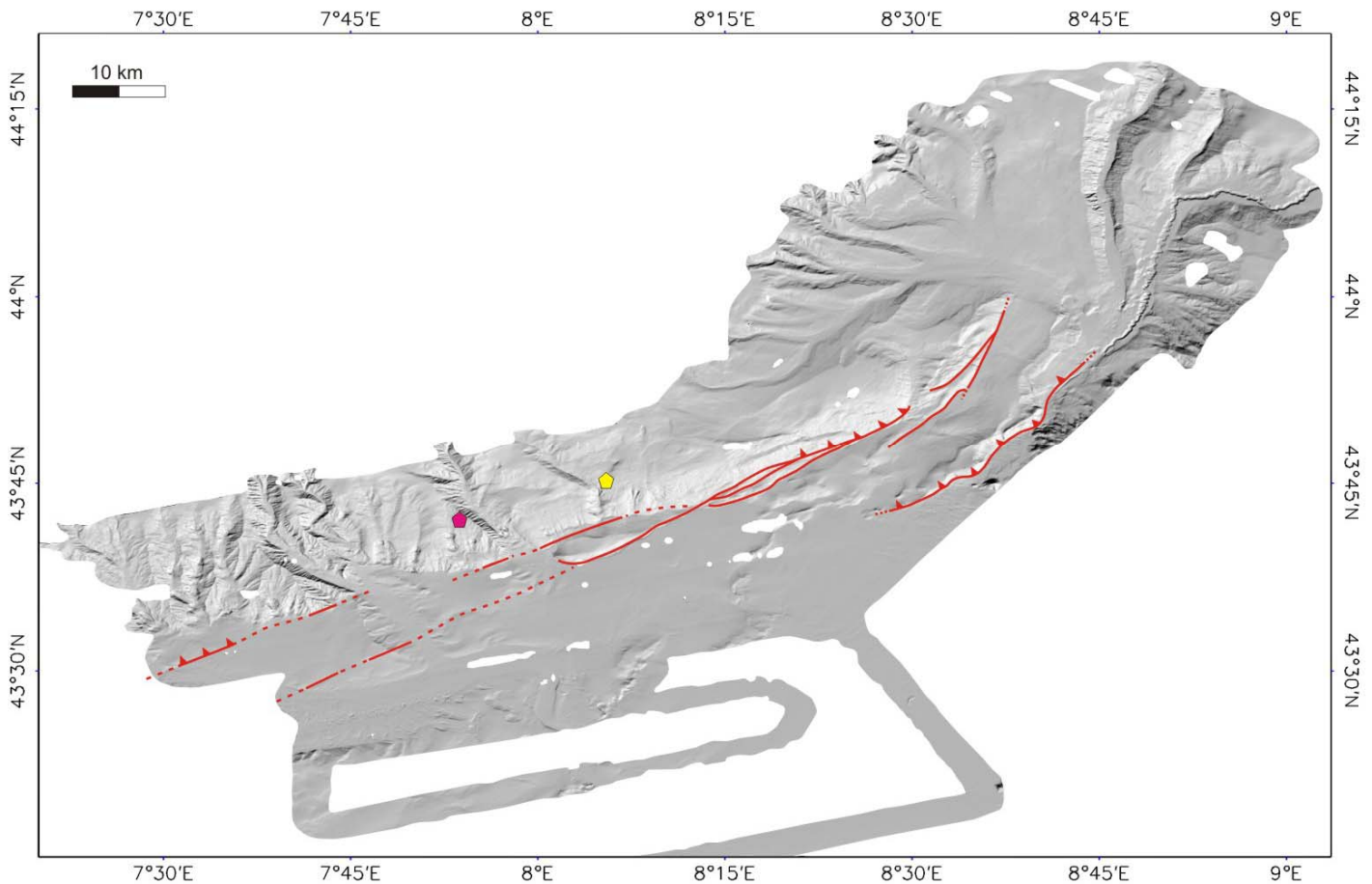


Figure II-54 : Bathymétrie EM 300 de la campagne MALISAR 1. Le faisceau de failles obliques à la marge est surligné en rouge. Les symboles rose et jaune correspondent aux épicentres possibles du séisme de 1887 déterminés par Charlier (2007), à partir des données françaises et italiennes respectivement.

Rabinovich (1997) mais elle prend en compte les structures connues et leur activation possible dans le champ de contrainte actuel (Madeddu et al., 1996 ; Baroux et al., 2001).

Au stade actuel il n'est pas possible de conclure si un ou plusieurs segments des failles repérées a été activé ou non durant l'événement de 1887. Le travail d'analyse des données structurales est en cours dans le cadre de la thèse de Virginie Hassoun avec comme objectif de dater les glissements sous-marins et d'analyser leurs relations possibles avec les séismes qui ont secoués la marge nord ligure (Hassoun, 2008).

Le point essentiel de l'analyse actuelle est la mise en évidence de ce faisceau de faille oblique à la marge. Son activité récente et sa longueur en font l'une des sources potentiellement actives majeures à l'échelle de la région. Dans le champ de contrainte actuel, l'activation de l'ensemble de ces structures en faille inverse-décrochante est susceptible de produire un événement de magnitude bien supérieure à celui de 1887. Le choix de la faille Marcel comme source potentielle pour les modélisations des mouvements du sol du projet QSHA (http://qsha.unice.fr/WEB_WP2/index_Failles.php) est donc à priori une hypothèse basse.

E- Conclusion sur la déformation active de la jonction Alpes – Bassin Ligure.

Le contexte intraplaque de la jonction Alpes – Bassin Ligure est particulier et doit être mis en perspective de celui des grands domaines intraplaques actifs que j'ai évoqués dans la première partie de ce mémoire :

- Une différence majeure entre les régions d'Europe de l'Ouest et les zones identifiées comme des zones intraplaques stables (« SRC », *e.g.* Johnston, 1996 ; Rajendran et Rajendran, 1999) est que ces SCR sont en général des cratons précambriens ou des chaînes de montagne paléozoïques qui ont une croûte épaisse et un flux de chaleur actuel faible et par conséquent une épaisseur sismogène importante (>30 km). Cette différence majeure permet certainement d'expliquer que le domaine intraplaque ouest-européen présente une sismicité très superficielle. De plus son épaisseur sismogène étant plus faible cette région n'est pas favorable au déclenchement de très forts séismes ($M > 7$).
- La jonction Alpes – Bassin Ligure inclut à la fois un domaine continental épaissi (le sud de la chaîne des Alpes), un domaine continental aminci (la marge nord Ligure) et à ses bordures, un bassin sédimentaire intracontinental (la Plaine du Po) et un bassin océanique (le Bassin Ligure). De plus, elle est traversée par une paléo limite de plaque qui était active au début du Cénozoïque (Dercourt et al., 1986) et qui semble encore avoir une importance majeure dans la déformation de la région (Calais et al., 2002). A l'échelle de la Méditerranée occidentale (Jolivet et al., 2008), les événements cénozoïques (subduction, collision puis ouverture des bassins Ligure et Tyrrhénien avec migration des slabs) ont produit un manteau fortement hétérogène (*e.g.* Paul et al., 2001 ; Thouvenot et al., 2007) qui a aussi certainement une influence sur la déformation en surface qu'il est impossible d'estimer actuellement.
- En Méditerranée occidentale, les marges nord ligure, algérienne, et du Golfe de Valence sont en compression. La seule situation facilement explicable est celle de la marge algérienne puisque c'est là que passe la limite de plaque actuelle entre l'Afrique et l'Eurasie. La question du moteur de la déformation n'est pas résolue pour le cas du Golfe de Valence et de la Ligurie.

L'analyse de la répartition des déformations sismiques et des mouvements mesurés par le GPS (voir § II.B, II.C et II.D) m'amène à proposer plusieurs modèles de déformation sur la transversale Alpes – Bassin Ligure (Larroque et al., sous presse). Bien sûr les connaissances, tant structurales que sismotectoniques, sont encore insuffisantes pour construire un modèle robuste. D'autres propositions que celles retenues dans ce mémoire sont formulées sur la géométrie des structures régionales (*e.g.* Schreiber et al., soumis), il faut donc rester prudent et la réflexion que je propose n'est destinée qu'à faire des hypothèses sur la dynamique et sur les structures majeures qui pourraient accommoder la déformation observée actuellement.

En 80 km suivant l'axe N-S, le champ de déformation, extensif sur le Massif de l'Argentera devient compressif sur la marge nord ligure. Ce changement brutal de régime de déformation et la sismicité associée sont restreints à la longitude de l'Argentera. En effet, plus à l'ouest, dans un dispositif géologique similaire en Provence et dans le Golfe du Lion, on n'observe pas de déformation sismique significative (Ferhat et al., 1998 ; Champion et al., 2000) même si des paléoséismes (Chardon et Bellier, 2003) et de la microsismicité (Cushing et al., 2007) sont enregistrés. De plus, à la jonction Alpes – Bassin Ligure, le champ de déformation est aussi partitionné verticalement autour de la profondeur 10-15 km (à la limite nord du dispositif, entre le massif de l'Argentera et la plaine du Po) : la déformation est compressive en profondeur au niveau du corps mantellique d'Ivrée alors qu'elle est extensive en surface dans le Massif de l'Argentera.

Suivant l'importance accordée à chacune de ces observations, plusieurs modèles peuvent rendre compte du premier ordre de la déformation régionale. Parmi les modèles possibles, j'en retiens quatre :

- L'hypothèse la plus couramment admise est de relier la compression sur la marge nord Ligure à la convergence entre le bloc Corso-Sarde et la plaque Eurasie (Béthoux et al., 1992 ; voir § II. D-) et de proposer que cette convergence soit principalement absorbée par la réactivation des failles liées au rifting du Bassin Ligure. Le taux de convergence est très faible mais la marge nord du bassin présente un flux de chaleur anormalement élevé qui permettrait d'expliquer la localisation de la déformation (Béthoux et al., sous presse). Dans ce cas (Figure II-55A), les champs de déformation actuels dans le domaine alpin et sur la marge nord ligure sont structuralement indépendants et consistent en (i) une inversion locale des failles normales de la marge et (ii) une extension en surface associée à une compression en profondeur sous le Massif de l'Argentera.
- Une alternative au modèle précédent est de considérer que la convergence entre le bloc Corso-Sarde et la plaque Eurasie est accommodée par le sous-charriage de la zone de transition océan-continent sous la marge nord ligure. L'initiation d'un chevauchement (le chevauchement ligure « Ltz », Figure II-11 et

Figure II-55B) est pour l'instant limitée et la marge « flotterait » au dessus de cette structure. Comme dans le cas précédent, les champs de déformation dans le domaine alpin et sur la marge sont structuralement indépendants.

- Une autre alternative est de considérer que la convergence entre le bloc Corso-Sarde et la plaque Eurasie est accommodée par le développement d'une rampe crustale se propageant vers le sud et qui pourrait être enracinée sous le Massif de l'Argentera, au niveau du corps d'Ivrée (Figure II-55C). Cette géométrie des structures profondes est proche de ce qui est proposé pour les Alpes du Nord à partir des données du programme ECORS (*e.g.* Roure et al., 1990). Dans ce cas, la compression observée au niveau de la marge nord ligure est en continuité avec la déformation du domaine alpin.
- Dans la quatrième hypothèse (Figure II-55D), je considère que le gradient topographique et la variation de l'épaisseur crustale entre le Massif de l'Argentera et le bassin sont à l'origine de la déformation régionale : une dénivelée de plus de 5000 m sur 80 km et une épaisseur de croûte de 45 km sous l'Argentera et de moins de 10 km sous le bassin sont suffisants pour induire des forces de volume significatives (*e.g.* Molnar et Lyon-Caen, 1988 ; Müller et al., 1997 ; Bada et al., 2001). Ainsi, la croûte supérieure du Massif de l'Argentera, bloquée au nord par la « butée » du corps d'Ivrée, pourrait glisser vers le Bassin Ligure. La géométrie du niveau de découplage est inconnue mais sa profondeur devrait être autour de 15 km pour respecter le partitionnement vertical de la déformation observée dans la sismicité.

Quoi qu'il en soit, sur le plan structural la localisation de la déformation active est clairement contrôlée par l'héritage (les grandes failles produites ou réactivées par l'orogénèse alpine et le rifting ligure ainsi que l'hétérogénéité thermique de la marge). Sur le plan dynamique :

- pour les trois premiers modèles (Figure II-55A, B, C), la déformation active est la conséquence de la cinématique des plaques Nubie et Eurasie ; le moteur de la déformation est à l'échelle lithosphérique. Une faible part de la convergence entre ces plaques est transférée vers le nord et accommodée soit (i) par l'inversion locale des failles de la marge, soit (ii) par l'initiation d'un chevauchement sous cette marge ou par la propagation d'une rampe crustale depuis le domaine alpin. L'extension superficielle dans l'Argentera résulte des forces de volume mais elle est structuralement déconnectée de ce qui se passe en profondeur et elle n'a d'influence que localement sur le haut massif.
- Par contre, dans le quatrième modèle, la déformation régionale est principalement la conséquence d'une dynamique crustale et non lithosphérique. Cette dynamique résulterait des forces de volumes : le glissement d'un méga-bloc de croûte alpine vers le Bassin Ligure pourrait être suffisant pour produire à la fois l'extension dans l'Argentera et la compression sur la marge nord ligure. La convergence entre Nubie et Eurasie, quand à elle, permettrait de maintenir le système en compression en profondeur comme l'indique la position superficielle de l'écaille mantellique du corps d'Ivrée et la sismicité associée.

Il faut tenter de tester ces modèles à partir des données disponibles. Dans un premier temps on peut dire simplement les choses suivantes :

- L'inversion des failles normales produites lors du rifting ligure (Figure II-55A) est effectivement à même de rendre compte de la surrection de certaines parties de la marge (Figure II-48) mais les images de sismique disponibles ne confirment pas cette inversion (Rollet et al., 2002 ; F. Sage, com. pers.) ; le premier modèle semble donc exclu.
- Concernant le quatrième modèle (Figure II-55D), dans la mesure où les forces de volumes seraient suffisantes, l'écroulement des reliefs est contrôlé par l'état thermique et guidé par les hétérogénéités structurales profondes de la croûte. La marge amincie vers le sud et la croûte continentale épaissie au nord sont des facteurs favorables mais les données structurales profondes et les données thermiques existantes sont trop faibles (Lucazeau et Vasseur, 1989 ; Cermak, 1993 ; Della Vedova et al., 1995) pour contraindre quantitativement la rhéologie (*e.g.* McKenzie et Jackson, 2002 ; Ranalli, 2003 ; Thatcher et Pollitz, 2008). Cependant, même en l'état, la modélisation doit permettre de déterminer les conditions à priori nécessaires pour que se développe un tel dispositif (*e.g.* Chemenda et al., 2005 ; Jimenez-Munt et al., 2005).
- Les modèles B et C (Figure II-55) sont les plus proches de ce qui est proposé pour les Alpes du Nord où les structures profondes sont mieux connues, en ce sens ils sont les plus facilement acceptables. Dans ce dernier cas, la déformation actuelle est liée aux mouvements Eurasie/Nubie et à son promontoire

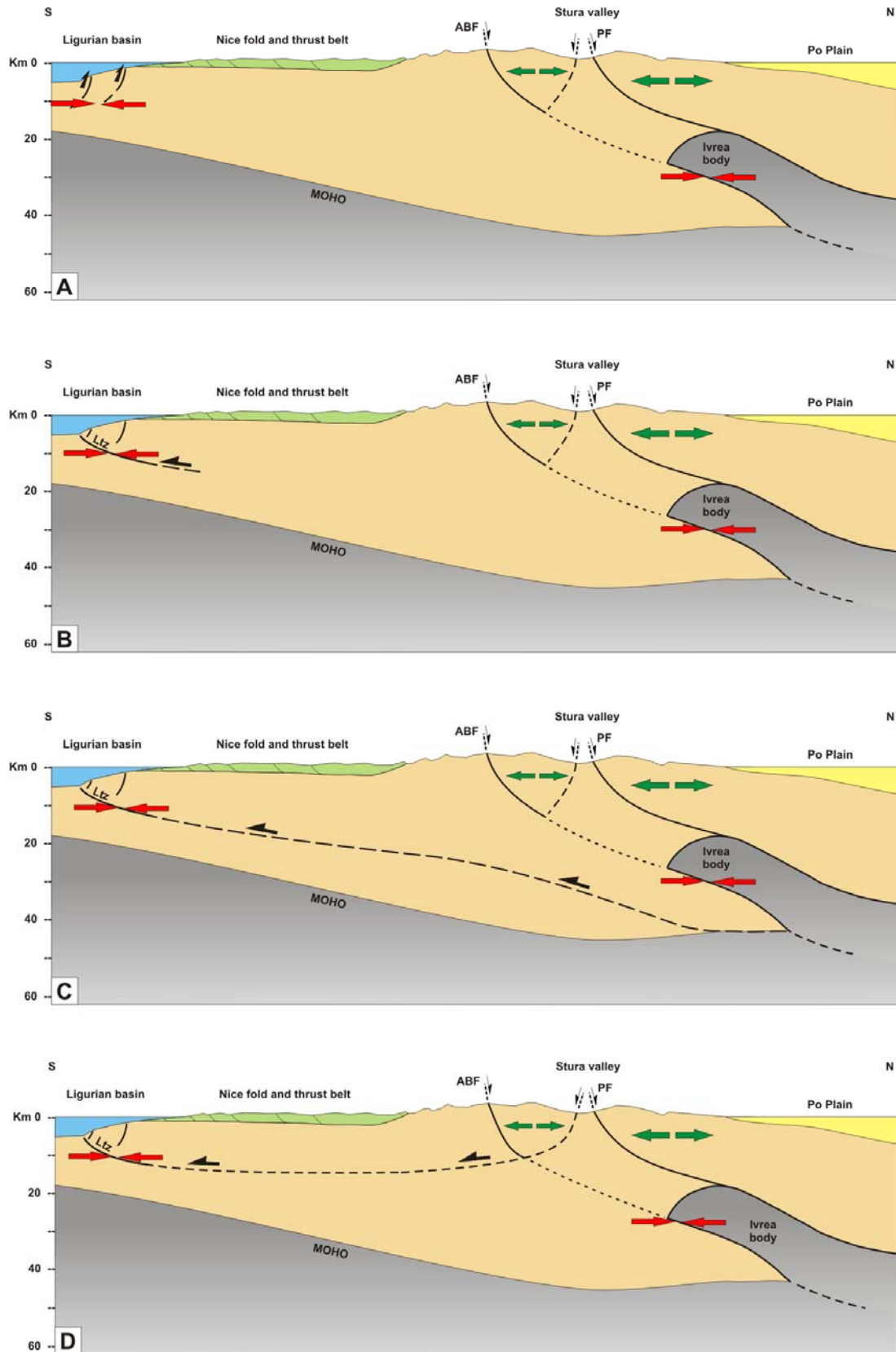


Figure II-55 : Coupes schématiques des structures majeures (observées : trait continu et proposées : trait pointillé) et de la dynamique des déformations actives de la Plaine du Po au Bassin Ligure. Les flèches vertes et rouges indiquent respectivement les domaines en extension et les domaines en compression (modifié d'après Larroque et al., sous presse). ABF, Faille Agenterra-Bersezio ; Ltz, zone de chevauchement ligure ; PF, Front Pennique. Le lecteur attentif note que ces coupes ont une orientation ~N-S afin de rendre compte des processus sur la transversale Alpes – Bassin Ligure. Cependant les régimes de contrainte (Figure II-18) font apparaître une extension de direction N80°E dans le cœur du Massif de l'Argentera et une compression N110°E dans l'arc de sismicité piémontais. Ces régimes de contrainte sont bien sûr déterminés là où la sismicité est active (c'est-à-dire principalement sur la partie nord) et dans les deux cas les contraintes principales maximum sont sub-perpendiculaires à l'axe de la chaîne. Pour les représenter sur la coupe N-S allant jusqu'au Bassin Ligure, je considère que cet état de contrainte est généralisable à l'ensemble du Massif et je fais la transposition à la partie sud, là où l'axe de culmination de la chaîne et la faille

Argentera-Bersezio deviennent ~E-W (Figure II-16), en conservant la relation géométrique entre la direction des contraintes principales maximum et l'axe de la chaîne.

adriatique (e.g. Martinod et al., 1996 ; Calais et al., 2002). Cependant à la jonction Alpes – Bassin Ligure, même si la cohérence entre les mécanismes au foyer dans le Bassin Ligure et la cinématique Nubie-Eurasie suggère que le champ de contrainte global joue un rôle important pour induire cette sismicité, cela n'explique pas l'hétérogénéité observée dans l'espace (absence de sismicité dans le domaine provençale, extension dans l'Argentera et compression sur la marge nord ligure, par exemple).

Dans un dispositif aussi complexe que le « nœud ligure » (Laubsher et al., 1992), les déformations actives ne peuvent être expliquées qu'en tenant compte (i) de l'interaction entre le champ de contrainte d'origine lithosphérique et les contraintes produites par des facteurs locaux (comme les variations topographiques et les variations d'épaisseur crustale par exemple) et (ii) de la géométrie en trois dimensions de la région, en particulier pour comprendre comment un tel dispositif évolue latéralement (en s'amortissant ou en se connectant à d'autres structures). De ce point de vue, les coupes et les réflexions précédentes me permettent de poser quelques questions mais pour proposer des réponses précises, il est nécessaire de prendre aussi en compte la liaison vers l'est entre les Alpes et le Bassin Ligure d'une part et l'Apennin septentrional d'autre part.

IV. ZONAGE SISMOTECTONIQUE.

Pour l'instant les travaux réalisés à la jonction Alpes – Bassin Ligure ne donnent pas une vision exhaustive des sources sismiques potentielles dans l'espace et surtout dans le temps. Les données de sismicité régionale obtenue par le ReNaSS permettent de modéliser la récurrence des séismes (courbe de Gutenberg-Richter ; Gutenberg et Richter, 1944) à partir du catalogue de sismicité instrumental des vingt dernières années (Figure II-56). En effet, le nombre de séismes est suffisant dans l'intervalle de magnitude 2-4,3 pour considérer cette période de temps comme représentative de la sismicité régionale. Par conséquent en supposant que la pente de la courbe est indépendante du temps et de la gamme de magnitude, l'extrapolation linéaire vers les plus fortes magnitudes donne une période de retour de 200-300 ans pour les séismes de magnitude supérieure à 6 dans cette région (Courboux et al., 2007).

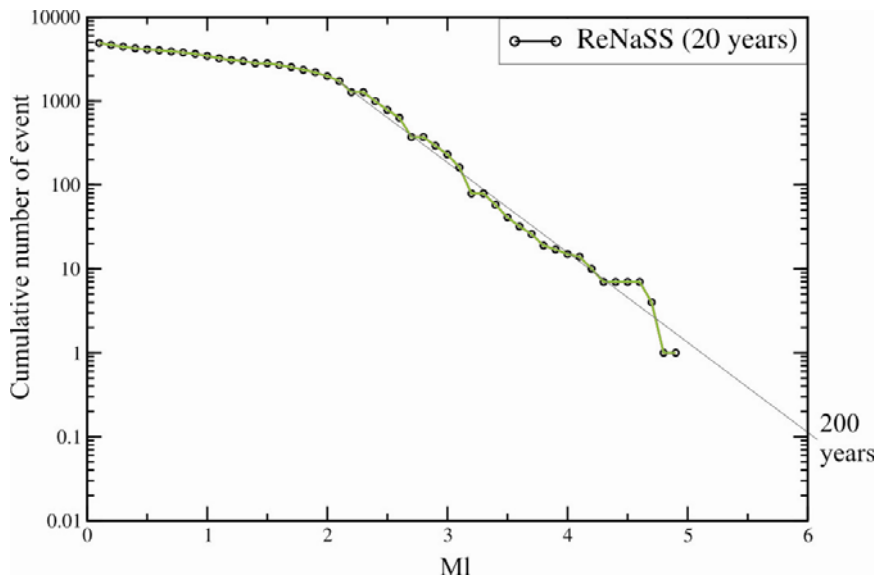


Figure II-56 : Distribution fréquence-magnitude pour les événements enregistrés par le réseau ReNaSS de 1985 à 2005 sur la zone 43°N-45°N et 6,5°E-8,5°E (d'après Courboux et al., 2007). La courbe de Gutenberg-Richter est de la forme : $\log N = a - bM$ (N est le nombre de séismes de magnitude $> M$; a et b sont des constantes et b , la pente de la courbe, représente la proportion de petits séismes par rapport aux grands).

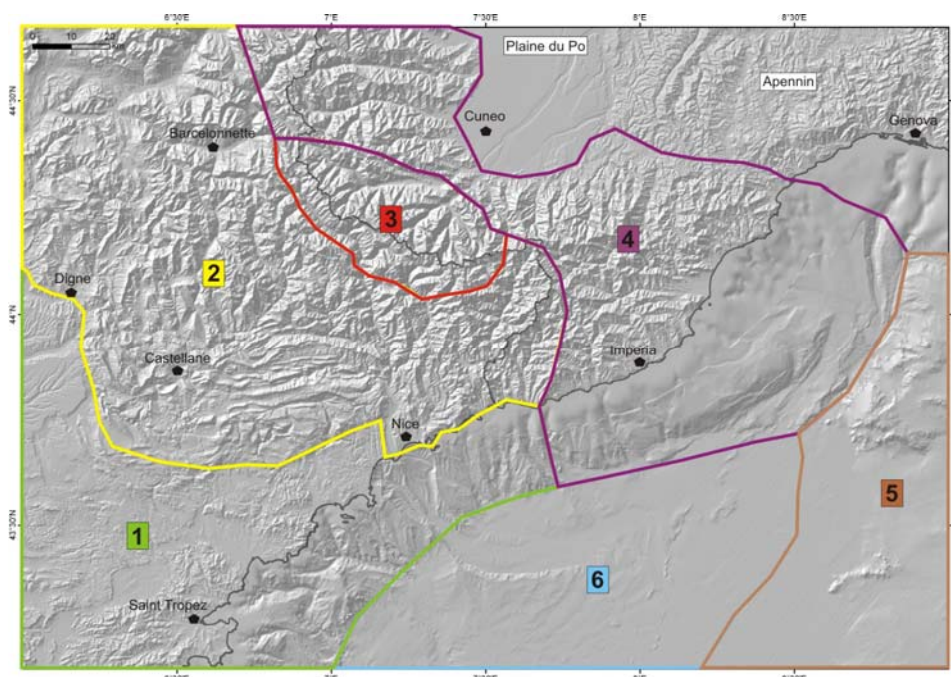
Il est actuellement difficile de conclure précisément sur le « comportement » de la sismicité régionale dans le temps :

- On peut estimer que la modélisation des temps de retour par la courbe de Gutenberg-Richter est validée par les données de la sismicité historique. En effet, les deux événements les plus forts connus dans la région le séisme de 1564 dans la Vésubie (dont la magnitude équivalente serait voisine de 6) et le séisme Ligure de 1887 (dont la magnitude équivalente est supérieure à 6) sont séparés par 323 ans ce qui est bien dans l'ordre de grandeur prédit. Si on prend comme référence cette durée de 200-300 ans, alors nous ne sommes pas encore dans la période critique du prochain fort séisme qui ne commencerait qu'à partir de 2087. Il faut souligner que cette vision temporelle est faible. En effet, si le catalogue de sismicité est complet pour la période 1960-2007 et si les données historiques sont sans doute satisfaisantes pour les forts séismes sur la période 1000-1960 (annexe II-1 et II-2A), nous n'avons pas d'informations pour les périodes plus anciennes, faute d'investigation paléosismologique.
- On peut aussi se satisfaire de l'idée générale que, comme dans toutes les régions intraplaques à sismicité modérée et faible vitesse de déformation, il se produit des événements forts ($M > 6$) avec des périodes de retour très longues (1000-10 000 ans, Figure I-10). Cependant, pour la jonction Alpes – Bassin Ligure cette hypothèse n'est pas démontrée par des résultats de terrain (hormis les données GPS qui attestent de vitesses actuelles très faibles), elle est simplement fondée sur le fait que dans les données disponibles il n'y a pas de trace de déformation sismique majeure durant l'Holocène. Mais cette « non observation » peut s'interpréter de diverses façons : soit il y a effectivement très peu de forts séismes, soit les ruptures n'ont pas atteint la surface, soit les traces de rupture ont été effacées par l'érosion, soit nous ne les avons pas trouvées !

Comme dans de nombreuses zones à sismicité modérée, la plupart des séismes enregistrés à la jonction Alpes – Bassin Ligure ne sont pas associés à des failles identifiées. Néanmoins les données disponibles me permettent de proposer un zonage sismotectonique de la région. Les zones sismotectoniques sont définies sur des critères en lien avec l'activité sismique tels que la structure de la croûte, le régime tectonique ainsi que les déformations actives et récentes caractérisées. Les zones définies correspondent alors à des secteurs géographiques dans lesquels la probabilité d'occurrence d'un séisme de caractéristiques

données peut être considérée comme égale en tout point. Lorsque les données disponibles le permettent et que le travail est complet, ce séisme particulier est appelé « séisme de référence » et les auteurs précisent en général, s'il s'agit du séisme maximum, d'un séisme plausible ou du séisme le plus probable sur une période de temps déterminée. Ces détails de vocabulaire sont importants car le « séisme de référence » prend une valeur « réglementaire » dans l'estimation de l'aléa.

Figure II-57 : Limite des grands ensembles géologiques de la jonction Alpes – Bassin Ligure. 1, avant-pays provençal ; 2, chaînes subalpines ; 3, Massif de l'Argentera ; 4, zones internes alpines ; 5, marge sud ligure ; 6, croûte transitionnelle et croûte océanique ligure.



La construction d'un zonage sismotectonique impose de faire des choix en fonction, entre autre, de l'objectif du zonage, de la résolution attendue pour les zones géographiques, du niveau d'extrapolation et d'incertitude toléré sur les données... Les résultats présentés dans ce mémoire, bien qu'ils ne soient pas exhaustifs, sont suffisamment représentatifs pour proposer des zones géographiques avec une magnitude et une cinématique associées pour les séismes futurs. L'objectif principal est d'intégrer au maximum toutes les données (sismicité historique et instrumentale, résultats de la géodésie, failles active ou potentiellement actives...) même si elles ne sont pas homogènes pour chacune des zones et comme il n'y a pas de finalité « réglementaire » dans ce travail, cela me laisse plus de liberté pour les propositions.

Dans un premier temps, il faut définir les limites des grands ensembles géologiques car l'héritage structural a un rôle majeur pour la localisation de la déformation (Figure II-57). La Plaine du Po, par ignorance des structures cachées sous les dépôts quaternaires, et l'Apennin ne sont pas considérés dans ce schéma. La représentation graphique exige de faire des choix qui peuvent sembler ambigus comme par exemple la marge nord ligure qui est découpée en 2 ensembles [une partie de l'avant-pays provençal à l'ouest (1, Figure II-57) et une partie des zones internes alpines à l'est (4) alors que la marge sud ligure apparaît comme homogène (5)]. Ces subdivisions sont fonctions de l'état de connaissance et de la précision nécessaire pour le zonage.

| Zone | Taux de microsismicité sur la zone | Evènements modérés et/ou forts sur la zone | Magnitude du séisme potentiel | Profondeur du séisme potentiel | Exemple de structure associée | Cinématique de la structure associée |
|------|------------------------------------|--|-------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|--------------------------------------|
| A | FAIBLE | NON | < 4 | - | - | - |
| B | FAIBLE à FORT | OUI | < 6 | 5 km | Faïlle de Blausasc | Décrochement |
| C | FORT | OUI | > 6,5 | 10 km | Faïlle Marcel | Faïlle inverse-décrochante |

Tableau II-2 : Paramètres du zonage sismotectonique n°1 à la jonction Alpes – Bassin Ligure (voir Figure II-58).

A partir de l'ensemble de ces données, je propose deux zonages qui dépendent de la philosophie qu'on adopte :

- Dans un premier temps je considère que c'est l'ignorance qui domine. Alors le peu de connaissances disponibles permettent de séparer trois zones (Figure II-58 et Tableau II-2) : (A) la partie ouest de

l'avant-pays provençal avec une partie du Bassin Ligure et la marge sud ligure forment un ensemble dans lequel seules de faibles magnitudes sont attendues ; (B) le domaine subalpin (3, Figure II-57) où peuvent se trouver des failles actives cachées (analogue à celle de Blausasc) ainsi que les Alpes internes (4) et le Massif de l'Argentera (5) où des failles actives équivalentes existent certainement sans qu'elles soient actuellement caractérisées ; (C) des failles capables de produire des séismes beaucoup plus forts se trouvent en mer, au pied de la marge et dans une partie du bassin.

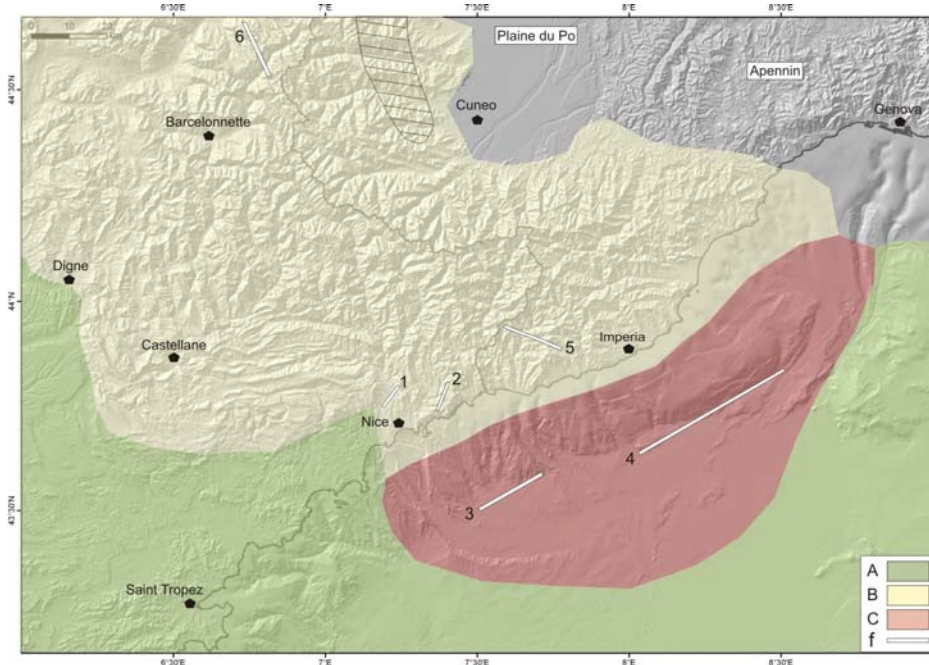
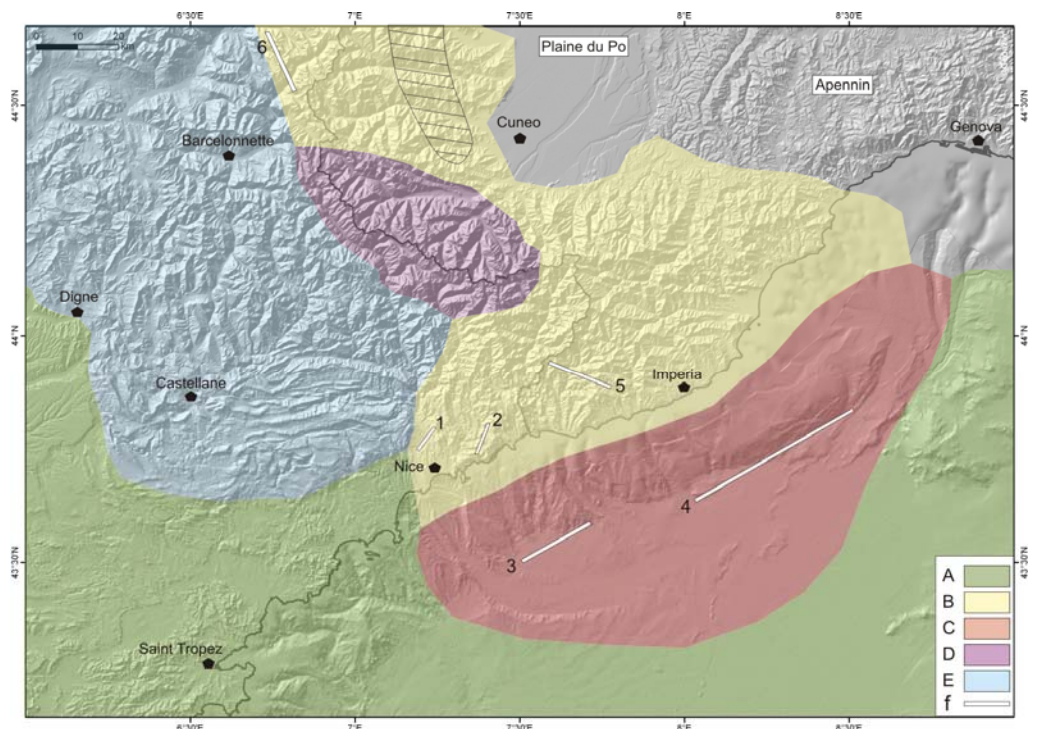


Figure II-58 : Zonage sismotectonique n°1 (voir Tableau II-2). A, B et C : zones sismotectoniques ; f, failles actives ; 1, faille de Saint Sauveur – Donaréo ; 2, faille de Blausasc ; 3, faille Marcel ; 4, faisceau de failles d'Imperia ; 5, faille Saorge-Taggia ; 6, faille de Sérenne. La zone en hachurée correspond aux profondeurs focales en dessous de 20 km (arc de sismicité piémontais).

Evidemment cette façon de présenter les choses aboutit à maximiser les propositions. C'est peut-être le plus raisonnable car finalement on est d'usage de considérer qu'aucune région du globe n'est à l'abri d'un événement de magnitude 6. Cependant, ce n'est pas satisfaisant car on met, par exemple, l'arc de Castellane dans la même zone que l'arc de Nice alors que nombre de données attestent de différences importantes entre les deux.

- Dans un deuxième temps je prends en compte toutes les données disponibles en considérant qu'elles sont suffisamment significatives pour distinguer des zones supplémentaires. Je propose alors un découpage en cinq zones :

Figure II-59 : Zonage sismotectonique n°2 (voir Tableau II-3). A, B, C, D et E : zones sismotectoniques ; f, failles actives ; 1, faille de Saint Sauveur – Donaréo ; 2, faille de Blausasc ; 3, faille Marcel ; 4, faisceau de failles d'Imperia ; 5, faille Saorge-Taggia ; 6, faille de Sérenne. La zone en hachurée correspond aux profondeurs focales en dessous de 20 km de profondeur (arc de sismicité piémontais).



La zone A

La zone A correspond à la partie ouest de l'avant-pays provençale, à une partie du Bassin ligure et à la marge sud ligure. Cette zone est définie par les éléments suivants :

- ❖ Le taux de microsismicité est très faible (Figure II-13).
- ❖ Aucun événement de magnitude supérieure à 3 n'est signalé (annexe II-2B).
- ❖ Aucun événement historique connu (Figure II-12 et annexes II-1 et II-2A).
- ❖ Aucune faille activée récemment n'a été mise en évidence.
- ❖ Les taux de déformation révélés par la géodésie sont proche de 0 pour les régions à terre (Ferhat et al., 1998) et en mer, les parties sud et ouest du Bassin Ligure ne se déforment quasiment pas (Figure II-13 et Béthoux et al., sous presse).

A partir de l'ensemble de ces données, j'en conclus que l'événement potentiel sur cette zone doit présenter une magnitude de 3 au plus mais je n'ai pas d'éléments pour le rattacher à une structure particulière et ainsi préciser la profondeur et la cinématique possible (Tableau II-3).

| Zone | Taux de microsismicité sur la zone | Evènements modérés et/ou forts sur la zone | Magnitude du séisme potentiel | Profondeur du séisme potentiel | Exemple de structure associée | Cinématique de la structure associée |
|------|------------------------------------|--|-------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|--------------------------------------|
| A | NUL | NON | < 3 | - | - | - |
| B | FORT | OUI | < 6 | 5 km | Faille de Blausasc | Décrochement |
| C | FORT | OUI | > 6,5 | 10 km | Faille Marcel | Faille inverse-décrochante |
| D | MOYEN | NON | < 5 | 5 km | Faille Argentera-Bersezio | Faille normale |
| E | FAIBLE | NON | < 5 | - | - | - |

Tableau II-3 : Paramètres du zonage sismotectonique n°2 (voir Figure II-59).

La zone B

La zone B correspond à l'arc de Nice, à la Ligurie et à la zone interne alpine du piémont de Cuneo.

- ❖ Le taux de microsismicité est important (Figure II-13). La distribution des épicentres est essentiellement diffuse mais présente par endroits des alignements clairement définis (faille de Blausasc, faille de Saorge-Taggia).
- ❖ On y enregistre régulièrement (environ tous les 5 ans) des événements de magnitude modérée (magnitude supérieure à 4,5 ; annexe II-1). Un événement a dépassé la magnitude 5 (séisme de Saint Paul d'Ubaye ; $M_l=5,3$ – 5/04/1959 ; annexe II-1). Les profondeurs focales sont le plus souvent entre 2 et 10 km sauf dans la partie nord de l'Argentera où des microséismes sont enregistrés jusqu'à 25 km (zone hachurée, Figure II-59 ; Eva et al., 1998 ; Cattaneo et al., 1999).
- ❖ La sismicité historique est particulièrement importante avec plusieurs événements d'intensité supérieure à VI (Figure II-12 et annexe II-1).
- ❖ Trois failles actives sont identifiées : la faille de Blausasc (Couboulex et al., 2007), la faille de Saorge-Taggia (Larroque et al., 2001 ; Barani et al., 2007) et la faille de Sérenne (Ménard, 1998 ; Guyoton et al., 1990 ; Sue, 1999). D'autres failles ayant fonctionné durant le Plio-Quaternaire sont fortement suspectées (faille de Donaré, faille du Var). La cinématique de ces failles est principalement décrochante sauf pour la faille de Sérenne qui présente une composante normale associée au décrochement dextre.
- ❖ La synthèse récente des données GPS des sept dernières années (Figure II-20) confirment le raccourcissement entre le bord sud du Massif de l'Argentera et la côte mais avec des vitesses beaucoup plus faible (< 1 mm/an) que celles proposées par Calais et al. (2000).

Des séismes de magnitude ~5 sont donc enregistrés dans les données instrumentales et historique. L'analyse de la faille de Blausasc atteste que, si ses deux segments sont activés conjointement une magnitude ~6 peut être atteinte. Le séisme potentiel dans la zone C est donc caractérisé par une magnitude ~6 et une cinématique en décrochement. Un point important est que dans cette zone la vulnérabilité est particulièrement forte et les foyers sont le plus souvent à moins de 10 km.

La zone C

La zone C recouvre une grande partie de la marge nord Ligure et de la zone de transition continent – océan.

- ❖ Le taux de microsismicité est important (Figure II-13).
- ❖ Un séisme de magnitude 6 a été enregistré ainsi que de nombreux séismes de magnitude supérieure à 4 avec des profondeurs focales entre 5 et 15 km (Figure II-16 et annexe II-2).
- ❖ Bien que ce soit une zone marine, plusieurs événements historiques d'intensité supérieure à 6 y sont recensés dont l'événement connu le plus fort de la région (23/02/1887, I=IX MCS ; annexe II-1) dont la magnitude équivalente est estimée à au moins 6,6 (Charlier, 2007).
- ❖ Des structures telles que la faille Marcel et les failles du promontoire d'Imperia sont potentiellement capables de produire un séisme de magnitude 6,5 (Figure II-54) avec une cinématique inverse et décrochante. A l'échelle de la zone C, cette proposition est cohérente avec les mécanismes au foyer inverses et/ou décrochants qui sont largement dominant (Figure II-16).
- ❖ Les données GPS (Figure II-20) montrent que le bloc Corso-Sarde se rapproche du continent européen à une vitesse inférieure à 1 mm/an. L'analyse de la déformation en mer Ligure montre que cette convergence n'est pas accommodée par une déformation distribuée dans le bassin mais que pour des raisons thermiques et d'héritage structural elle est concentrée au niveau de la marge nord ligure et de la zone de transition océan - continent (Béthoux et al., sous presse ; Larroque et al., sous presse).

Le séisme potentiel de la zone D a donc une magnitude 6,5 si on prend comme référence la faille Marcel. Je ne fais pas le choix de majorer la magnitude équivalente du séisme historique maximum ($M_e=6,6-7,1$ - 23/02/1887 ; Charlier, 2007) car le fait que trois chocs se soient produits successivement peut conduire à une surestimation de cette magnitude. Mais il faut surtout noter que si l'ensemble des structures en échelon de la marge nord Ligure (Figure II-54) était activé conjointement, la magnitude pourrait être supérieure à 7 ; c'est de mon point de vue la source d'aléa majeure dans la région.

La zone D

La zone D coïncide avec le massif de socle cristallin et les hauts reliefs de l'Argentera.

- ❖ Le taux de microsismicité est moyen et la distribution des épïcêtres est diffuse (Figure II-13).
- ❖ Il y a peu d'événement modéré dans la sismicité instrumentale, hormis le séisme du 24/10/2008 ($M_l=4,3$) et aucun événement de magnitude supérieure à 4,5 n'est signalé (annexe II-2).
- ❖ Les mécanismes au foyer qui ont pu être déterminés pour les séismes de la zone sont principalement en faille normale (Figure II-16) et associés à des hypocentres peu profonds (5 à 10 km).
- ❖ En dehors du séisme de Roquebilière (20/07/1564, I=VIII-IX MSK, annexe II-1 et Figure II-12), la sismicité historique est faible. Comme discuté auparavant, il est difficile de donner beaucoup de poids à cet événement compte tenu du peu de fiabilité des données et des effets de site possibles dans les endroits où les dégâts générés par ce séisme ont été observés.
- ❖ Des indices de déformation active sont fortement suspectés le long de la faille Argentera-Bersezio (Figure II-34, II-35 et II-40) mais il n'est actuellement pas possible de déterminer la géométrie des segments de cette faille et des failles associées, ni de préciser de façon claire la cinématique à partir des indices de surface dont je dispose.
- ❖ Les mesures GPS attestent d'un allongement entre la partie occidentale du Massif de l'Argentera et la Plaine du Po et d'un raccourcissement entre cette partie occidentale et la côte (Figure II-20). Les vitesses sont très faibles (< 1 mm/an) mais elles témoignent d'une déformation mesurable dont les caractéristiques sont en accord avec l'analyse de la sismicité (Figure II-16 ; Larroque et al., sous presse).

J'attribue une magnitude de 5 à l'événement potentiel attendu dans la zone D en prenant comme référence le séisme du 24 octobre 2008. Cet événement potentiel peut être associé au fonctionnement d'un segment de la faille Argentera-Bersezio, ou d'autres failles NW-SE voisines. La sismicité indique une cinématique en faille normale (Figure II-16) mais on ne peut pas exclure une composante associée en décrochement suivant ce qui est observée sur la faille de Sérénne qui prolonge la faille Argentera-Bersezio vers le nord (Ménard, 1998 ; Guyoton et al., 1990 ; Sue, 1999).

Il faut là aussi rester prudent, si cette proposition est en accord avec les données actuelles, la question de l'activation récente de grands segments de failles n'est pas « tranchée » (Godel, 2003) et les travaux de

terrain en cours sur les relations entre glissements de versant et séismes et sur les morphologies post-glaciaires (Jomard, 2006 ; Sanchez et al., 2008) apporteront sans doute des précisions sur les déformations récentes.

La zone E

La zone E correspond au domaine subalpin de Digne et de Castellane, elle est définie par les éléments suivants :

- ❖ Le taux de microsismicité est faible (Figure II-13).
- ❖ Aucun événement de magnitude supérieure à 4 n'est signalé (annexe II-2B).
- ❖ Il n'y a pas d'événement historique important mis à part le séisme de Castellane du 12 décembre 1855 dont l'intensité est de VIII MSK (Figure II-12 et annexes II-1 et II-2A).
- ❖ Aucune faille activée récemment n'a été mise en évidence dans cette zone.
- ❖ Les taux de déformation révélés par la géodésie sont très faibles (Ferhat et al., 1998).

A partir de l'ensemble de ces données, j'en conclus que l'événement potentiel sur cette zone doit présenter une magnitude maximum de 5 en référence au séisme historique de Castellane. Comme pour la zone A, je n'ai pas d'éléments pour rattacher un tel événement à une structure particulière et ainsi préciser la profondeur et la cinématique possible (Tableau II-3).

La zone E est définie par les données existantes, cependant l'arc de Castellane et l'arc de Digne sont des chaînes sur décollement qui masquent les éventuelles structures sismogènes dans le socle cristallin. Comme nous l'avons montré dans le cas de l'arc de Nice (Couboulex et al., 2003 et 2007) ce contexte structural est donc favorable à l'existence de failles cachées dont le potentiel sismogène pourraient être plus fort. Pour l'instant aucune donnée ne permet de suggérer l'existence de telle faille dans cette zone.

Le zonage sismotectonique n°2 (Figure II-59) tient compte des données que nous avons obtenues depuis une dizaine d'année. Ce zonage est plus détaillé que ceux récemment publiés par Terrier et al. (2000) et Marin et al. (2004) qui couvraient l'ensemble de la France métropolitaine. La séparation en cinq zones est encore assez grossière mais elle présente l'avantage de montrer la distribution de l'activité sismique et de la déformation en fonction du niveau de précision des observations actuellement disponibles. Ce n'est bien sûr qu'une étape car de nombreux points restent encore peu argumentés, comme les limites des zones qui sont le plus souvent établies à partir d'un mélange d'informations géologiques et de données néotectoniques ainsi que les paramètres de ces zones qui sont essentiellement fondés sur les mesures actuelles de sismicité et de géodésie.

La juxtaposition complexe de ces différentes zones pose le problème de la signification d'une courbe de Gutenberg-Richter (Figure II-54) construite à partir d'un jeu de données couvrant une région soumise à des influences sismotectoniques clairement différentes. Concrètement la période de retour proposée (Figure II-54) qui a une valeur statistique ne peut pas être retenue et par conséquent la distribution fréquence-magnitude des séismes enregistrés à la jonction Alpes – Bassin Ligure confirme surtout la possibilité d'occurrence de séismes de magnitude 6 ou supérieure (Couboulex et al., 2007). La question des périodes de retour possibles des événements forts n'est donc pas résolue.

Le séisme « potentiel » qui est proposé pour chaque zone (Tableau II-2 et Tableau II-3) correspond à un séisme maximum vraisemblable tel qu'il est formulé dans les différentes définitions des zonages. Pour intégrer les propositions du zonage dans des cartes d'aléa, il faut déterminer une période qui prend en compte les temps de retour des événements. Ensuite un traitement statistique permet de rapporter l'ensemble à une durée choisie ; en général 50 ans (la durée de « vie » d'un bâtiment) ou 450 ans pour le moyen terme. En l'absence d'information fiable sur les temps de retour, il n'est pas possible de quantifier cette période sauf de dire qu'elle est au moins égale à la période d'observation utilisée, c'est-à-dire pour les mille prochaines années.

V. CONCLUSION.

La jonction Alpes – Bassin Ligure (JABL) présente des différences notables et quelques points communs avec certains des domaines intraplaques présentés dans la *Première Partie* du mémoire :

- La JABL est un domaine intraplaque instable avec une microsismicité diffuse et superficielle, des événements modérés réguliers et des temps de retour des événements forts ($M > 6,5$) certainement très longs (plusieurs milliers d'années) mais non quantifiés actuellement.
- Par rapport aux domaines intraplaques qui ont subi de forts séismes ($M > 7$), la JABL n'est pas un domaine de craton avec une croûte froide et épaisse (comme en Inde et en Australie, par exemple) et ce n'est pas non plus une ancienne zone de rift réactivée (comme la zone de New Madrid et celle de Charlevoix, par exemple).
- La JABL est un domaine géologique complexe avec une croûte d'épaisseur variable, un héritage structural important avec, en particulier, des structures récentes liées à l'orogénèse alpine mais aussi des structures plus anciennes. La localisation des déformations actuelles est étroitement liée à cet héritage structural, aux variations d'épaisseur de la croûte et à son état thermique.
- Comme dans la plupart des domaines intraplaques les vitesses actuelles de déformation sont faibles. Aucune vitesse de glissement n'est pour l'instant déterminée individuellement sur une faille mais les données GPS régionales entre l'Argentera et le littoral montrent qu'elles seraient sans doute de l'ordre de 0,1 mm/an.
- Le chargement en contrainte est lui aussi complexe avec différentes origines, à la fois lithosphérique (convergence Nubie-Eurasie et rotation de la microplaque Adriatique) et crustale (effondrement gravitaire de la chaîne).

En 1999, lorsque j'ai commencé à travailler sur la jonction Alpes – Bassin Ligure, les objectifs majeurs étaient de caractériser les déformations actives, d'identifier les structures sismogènes et d'estimer leur potentiel. Au final, que peut-on conclure des efforts qui ont été faits dans ce domaine ? Nous avons obtenus des succès certains comme l'identification de la faille active de Blausasc, de la faille Marcel et des failles du promontoire d'Imperia, des succès pour l'instant incomplets sur la faille de Donaréo, un début de vision globale terre-mer (en cours de construction) et des problèmes intéressants concernant le mécanisme de la déformation de l'Argentera à la marge nord Ligure. Ainsi, des progrès importants ont été réalisés depuis dix ans, un zonage sismotectonique régional plus précis que l'existant a pu être établi et deux sources majeures doivent être retenues : (i) un fort séisme ($M > 6,5$) produit par l'activation de l'ensemble des structures du pied de la marge nord Ligure et (ii) un séisme modéré ($M < 6$) mais à faible profondeur (~5 km) sur l'une des failles actives (Blausasc) ou potentiellement actives (Donaréo) proches de Nice.

Les résultats obtenus permettent de disposer de niveaux d'aléa scientifiquement fondés (même s'ils restent insuffisamment précis) et contribuent à la production de cartes d'accélération du mouvement du sol (projet QSHA, par exemple) et à la construction de scénarii de risque. Ce travail important a été accompli grâce aux supports des différents programmes de recherche qui nous ont soutenu et à l'investissement de plusieurs équipes permettant une approche pluridisciplinaire.

Quoi qu'il en soit, il me semble, comme nous l'écrivions il y a 10 ans (Larroque et al., 2001), qu'appliquer la méthodologie qui a si bien réussi aux grandes zones sismiques du globe n'est pas suffisant. Il nous manque une méthode et/ou un outil adapté à la caractérisation des sources sismiques dans ce type de domaine. De ce point de vue, ni nous, ni les autres collègues (Italiens, Espagnols, Belges, Australiens...) travaillant sur des domaines équivalents n'ont réellement fait de grandes avancées. Au moins deux questions majeures se posent toujours :

- Les séismes que nous avons prédits ($M = 5-6,5$) ne se produiront-ils que sur les failles que nous avons répertoriées, et seulement sur celles-là ? Ou peuvent-ils se produire sur n'importe quelle autre faille exprimée ou non dans la géologie de surface avec des caractéristiques (cinématique, magnitude...) éventuellement différentes de ce que nous proposons ?
- Est-on « condamné » dans une telle région à ne caractériser les failles actives que par la microsismicité (cf faille de Blausasc) sans rien savoir de leur activité dans le temps et sans pouvoir rien dire sur leur cycle sismique, régulier ou non, compte tenu du fait que si des séismes se cumulent sur une de ces failles, les temps de retour sont tels que leurs traces sont le plus souvent effacées ?

Ainsi, l'évaluation de la grandeur, de la localisation et de la période de retour des séismes reste, dans toutes ces régions, un défi pour les scientifiques.

Une autre des questions fondamentales au départ de ces projets concernait d'ailleurs la notion même de cycle sismique et celle de séisme caractéristique qui doivent être discutés dans ce type de contexte. On retrouve le même problème que celui posé au paragraphe précédent : avec de si faibles taux de déformation et un contexte structural si complexe, quelques failles accommodent-elles la déformation en fonctionnant à peu près régulièrement pendant plusieurs centaines de milliers d'années ou alors est-on en présence de ruptures « diffuses » qui vont se produire, au hasard, sur telle ou telle faille avec une probabilité égale ? En bref, n'est-il pas illusoire de vouloir caractériser le cycle sismique de failles qui n'en ont peut être pas ? Ces différentes questions restent ouvertes. Elles sont complexes et ne peuvent pas être résolues par quelques personnes en quelques années ; nous devons continuer le travail de recherche pour affiner les réponses.

Tous les observateurs savent qu'à intensité égale, les phénomènes naturels sont généralement d'autant plus catastrophiques qu'ils sont rares et inattendus. Les séismes dans les domaines intraplaques en sont une illustration. A la jonction Alpes – Bassin Ligure les séismes ne sont pas inattendus car la microsismicité est permanente et un séisme modéré se produit environ tous les cinq ans. Par contre les forts séismes, tel le séisme Ligure de 1887 dont le souvenir n'existe plus dans la mémoire des habitants, sont rares. Pourtant la vulnérabilité de la région ne cesse d'augmenter et même si on sait qu'il est impossible d'identifier toutes les petites failles sismogènes ni d'estimer avec précision le séisme maximum possible, les éléments cités précédemment justifient pleinement les travaux entrepris (recherche des sources, évaluation de l'aléa, scénarii de crise...) afin d'anticiper au mieux les conséquences prévisibles d'un événement fort.

***I. LES EFFETS DE SITES REGIONAUX EN SISMOLOGIE : APPLICATION DE LA
TECHNIQUE DES RESEAUX DENSES DE CAPTEURS AUX VALLEES DE L'ARRIERE-
PAYS NICOIS.***



La plaine de Caille vue vers l'est depuis le Mont Bauroux.

Les expériences de Caille et d'Annot ont eu pour but principal de préciser l'une des composantes de l'aléa sismique : l'effet de site. Il s'agissait de comprendre le comportement des ondes en suivant l'évolution locale des caractéristiques d'un champ d'ondes suite à l'interaction de ces ondes avec les remplissages sédimentaires de surface et les hétérogénéités locales et régionales qu'elles rencontrent. Ces 2 expériences étaient fondées sur une approche originale et mise en place pour la première fois sur le territoire métropolitain en 1994 : l'analyse des champs d'ondes par des réseaux denses de capteurs sismologiques. L'apport essentiel des antennes sismologiques est de pouvoir déterminer les vitesses de passage et les azimuts d'arrivée des fronts d'ondes qui les traversent. Les antennes et le traitement spécifique de leurs données ont, par ailleurs, été développées depuis les années soixante pour la surveillance des essais nucléaires souterrains (<http://www.ctbto.org/map/#ims>).

L'approche proposée dans les projets de recherche était double : dans un premier temps, la mesure sur le terrain par les réseaux de capteurs de la sismicité naturelle et artificielle et dans un deuxième temps, les formes d'ondes observées ont été comparées à des simulations numériques de sismogrammes synthétiques afin de préciser l'influence des sols (*i.e.* les quelques dizaines de mètres sous la surface) et des structures géologiques régionales sur le comportement des ondes.

Ces expériences se sont déroulées sous la responsabilité de Stéphane Gaffet (CNRS, Géosciences Azur) de novembre 1994 à janvier 1995 pour l'expérience de Caille (3 mois d'enregistrement) et d'avril à mai 1998 pour l'expérience d'Annot (2 mois d'enregistrement). Elles ont été financées au travers de 2 projets par le Programme National pour l'étude des Risques Naturels de l'INSU (voir *Cinquième Partie*, § VI, 1A- et 2A-). Mon intervention dans ces projets concernait la partie « géologie » pour, d'une part la détermination des sites d'enregistrement en fonction des critères que nous avons fixés et d'autre part l'interprétation des résultats. J'ai aussi participé activement à l'installation-désinstallation et à la maintenance des réseaux qui, en plus de l'aide apportée par les deux collègues permanents : Philippe Antraygues pour l'expérience de Caille et Cécile Cornou pour l'expérience d'Annot, ont mobilisé un grand nombre de chercheurs et ingénieurs du laboratoire. Ces travaux sont présentés dans les publications *P10*, *P12*, *PVI*, *PV2* et les communications *C30*, *C33* et *C40* (voir *Cinquième Partie*, § VII).

A- Des expériences sur l'effet de site dans les Alpes Maritimes.

Comme expliqué brièvement dans la première partie de ce mémoire, les conditions géologiques et morphologiques de surface modifient le signal sismique incident : dans le cas d'un sol constitué par des formations meubles reposant sur un substratum rigide, les ondes sismiques sont réfléchies et diffractées aux interfaces des couches et provoquent des phénomènes d'amplification et de résonance. Ces modifications locales du mouvement du sol ont été particulièrement bien étudiées, *à posteriori*, pour le séisme de Mexico (19/9/1985) par exemple : il a été montré le rôle majeur sur l'amplification du signal sismique joué par le sol qui est constitué par des sédiments non consolidés à l'emplacement d'un paléo-lac quaternaire (Bard et al., 1988). De même, les reliefs à fort contraste topographique (butte, crête ou falaise) induisent des phénomènes de diffraction et de focalisation qui amplifient les ondes de façon parfois très importante (Geli et al., 1988). L'amplification locale des ondes sismiques peut donc conduire à des accélérations instantanées importantes qui, alliées à l'allongement de la durée des trains d'ondes, sollicitent plus fortement et plus longtemps les constructions : les effets de site sont par conséquent une composante majeure de l'aléa sismique.

La croissance de la population mondiale et les concentrations urbaines ont accru la vulnérabilité de nombreuses régions sismiques : c'est le cas du sud-est de la France. En parallèle avec les travaux mettant en évidence les effets de site lors d'événements sismiques forts dans le monde, l'attention s'est portée sur les méthodologies expérimentales et les modélisations permettant d'étudier ces effets, leurs origines et leurs conséquences, *à priori*.

Les Alpes Maritimes, et en particulier l'arrière-pays niçois, sont une région propice pour le développement de telles expériences pour au moins 4 raisons : (1) la topographie de la région est contrastée, (2) de nombreuses vallées présentent un remplissage quaternaire non consolidé reposant sur des couches calcaires massives (assurant un contraste de vitesse sismique suffisant), (3) la croûte est hétérogène et fortement structurée, à l'échelle de la couverture sédimentaire de surface (1 à 2 km d'épaisseur) et à l'échelle de la croûte cristalline (de 45 km d'épaisseur sous l'Argentera à 20 km sous la marge Ligure) et (4) c'est l'une des régions françaises de métropole où l'aléa sismique est le plus élevé. Tandis que l'attention de l'équipe « risque sismique » du CETE Méditerranée s'est portée sur les zones urbanisées, en particulier Nice (Duval, 2007), nous avons exploré différents sites de l'arrière-pays permettant de mettre en évidence le rôle de la topographie et des structures locales et régionales sur le comportement des ondes de volume et de surface émises par les séismes régionaux.

B- L'expérience de Caille : un réseau de 21 capteurs.

Pour cette première expérience, l'objectif était de relier chaque forme d'onde observée à des diffractions et réfractions du champ d'ondes directes par les hétérogénéités environnantes. Le site choisi a été la plaine de Caille (43,78°N-6,75°E, altitude 1135 m) dans l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales). C'est une plaine quaternaire homogène de direction E-W, délimitée par deux barres calcaires jurassiques structurant deux écaillles imbriquées chevauchantes vers le sud. Ces écaillles se sont mises en place au Miocène supérieur à partir d'un décollement situé dans les évaporites du Trias, à la base de la couverture sédimentaire (Laurent et al., 2000). Les dimensions de la plaine sont de 1,5 km et 5 km dans les directions N-S et E-W respectivement (Figure III-1). La dénivelée moyenne est de 300 m entre les crêtes au nord et au sud et le centre de la plaine.

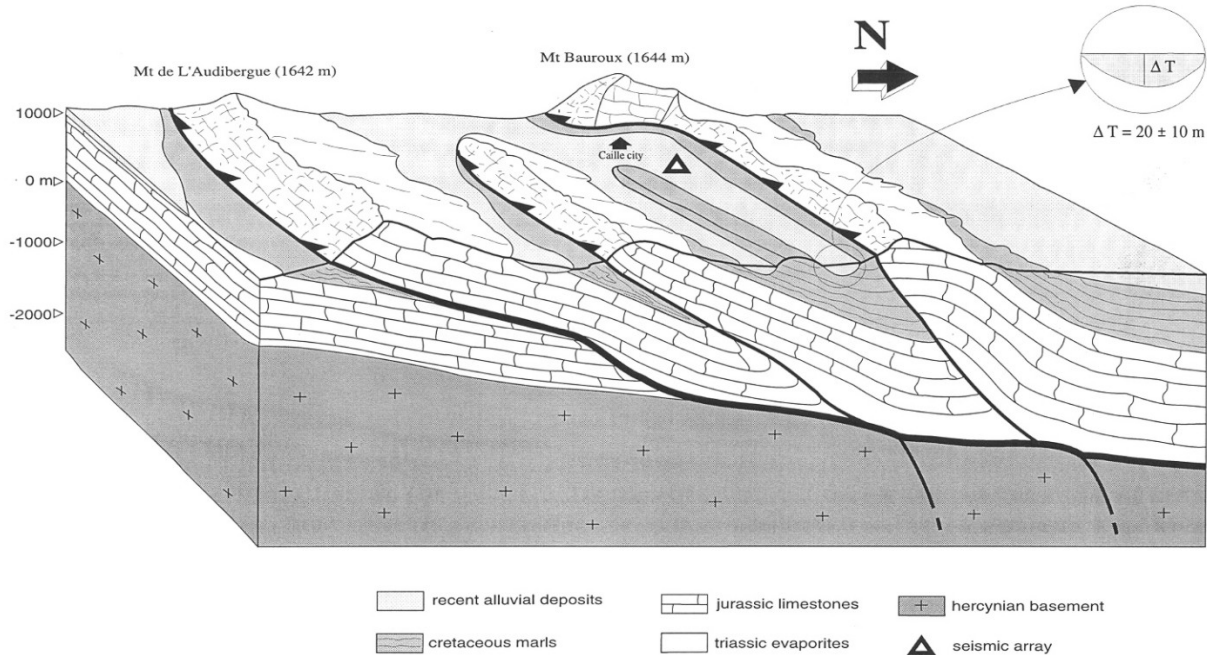


Figure III-1 : Bloc diagramme schématique de la plaine de Caille et des environs montrant la topographie de part et d'autre de cette plaine ainsi que l'empilement d'écaillles tectoniques décollées à partir du niveau d'évaporites du trias, à l'interface entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire. Les épaisseurs et les structures en profondeurs sont hypothétiques et reconstituées à partir de la géologie de surface. L'insert montre l'épaisseur et la forme de la couche d'alluvions sous le réseau et le triangle représente l'emplacement du réseau

Compte tenu des exigences nécessaires à la réalisation de ces expériences, un site expérimental naturel n'est jamais parfait. Dans le cas de la plaine de Caille, nous avons deux problèmes : (i) la sismicité locale dans l'arc de Castellane est très faible (Larroque et al., 2001), néanmoins nous pensions que la sismicité régionale en provenance des Alpes et de la marge nord-Ligure serait suffisante pour éclairer le réseau et (ii) la profondeur et la géométrie de l'interface entre la couverture sédimentaire mésozoïque et le socle cristallin ne sont pas connues précisément, nous avons donc été obligé de travailler avec une approximation de quelques centaines de mètres. Cependant, l'intérêt de la configuration du site permettait de satisfaire la nécessité d'égale altitude et d'homogénéité du sol supportant les capteurs, les conditions de topographie et de structures locales et régionales à même de produire un effet de site mesurable.

Vingt et un capteurs courte période ($f > 0,2$ Hz) et 3 composantes formant une antenne de faible ouverture (250 m de diamètre avec un espacement minimum de 30 m entre les capteurs répartis sur 4 cercles) ont été installés pendant 3 mois (novembre 1994 – janvier 1995) et ont permis d'enregistrer en continu les vibrations du sol. Trente événements locaux et régionaux ont été sélectionnés sur plus d'une centaine enregistrés. Les données ont été analysées en utilisant une méthode temps-fréquence-nombre d'onde qui repose sur l'hypothèse que les signaux enregistrés sont cohérents à l'échelle du réseau car ils sont constitués par une superposition d'ondes planes (Tressols, 1996) : on détermine ainsi à chaque instant la direction d'arrivée principale et la vitesse de propagation des ondes.

Plusieurs résultats originaux ont ainsi été obtenus (Gaffet et al., 1998) :

- La contribution énergétique principale est régionale et n'est pas corrélée à l'azimut de l'épicentre. Par exemple pour les événements de Gardanne (azimut N248°), on observe la succession suivante : les ondes Pg (a, Figure III-2) sont bien identifiées sur la composante Z, elles arrivent avec une vitesse apparente de

4 km.s⁻¹ (paquet vert) suivant un azimuth N215° et elles sont suivies après 0,5 sec par un paquet jaune à 5 km.s⁻¹ venant du N225°, puis deux secondes après arrive du N220° un paquet rouge à 6,8 km.s⁻¹ (b). Les Sg sont visibles sur la composante horizontale, elles arrivent environ 15 sec après le début avec une vitesse apparente de 4 km.s⁻¹ suivant le N220° (c).

- Des arrivées énergétiques tardives rechargent la zone d'étude : vers 18 sec on observe de fortes amplitudes dans la coda du train d'ondes S (les ondes qui suivent les pulses des Pg et Sg), avec une vitesse apparente de l'ordre de 1-2 km.s⁻¹ (paquet bleu ; d, Figure III-2) suivant le N330-340°.

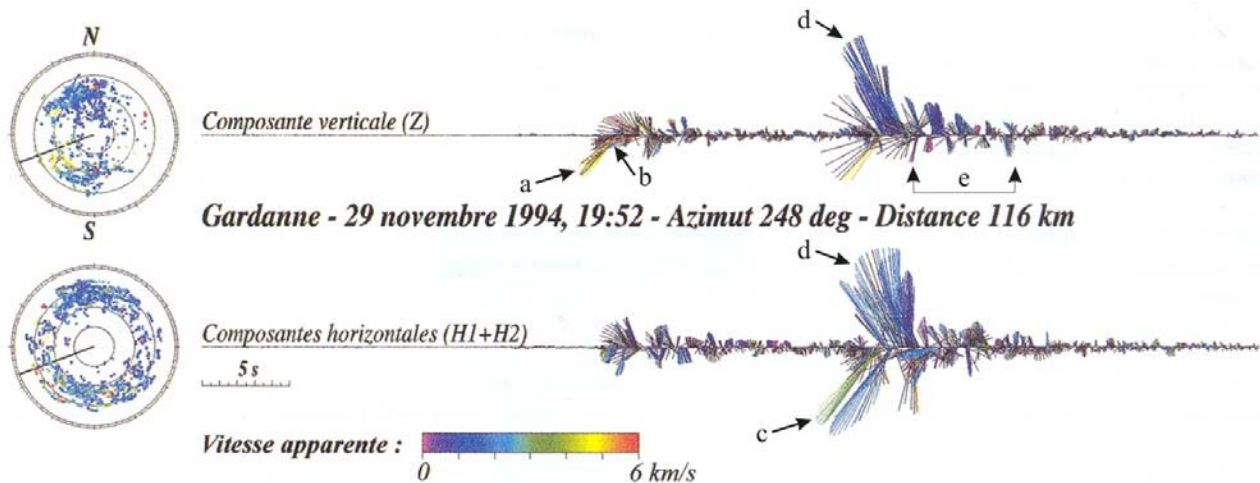
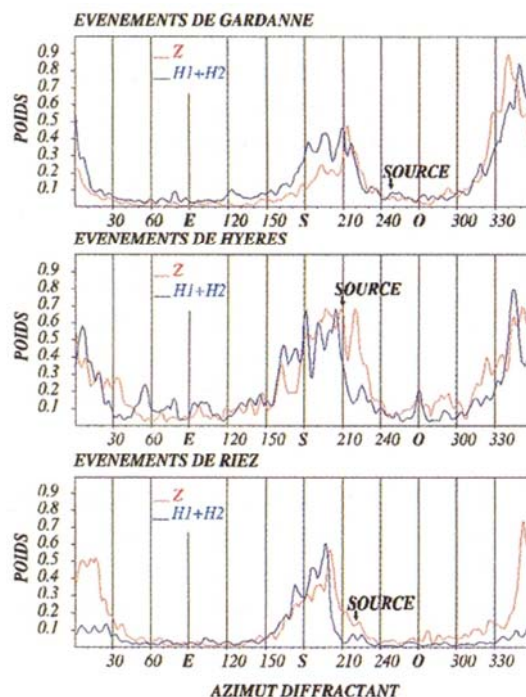


Figure III-2 : Variation temporelle des arrivées observées pour un coup de toit survenu dans les mines de Gardanne (Bouches-du-Rhône) le 29/11/1994. Les résultats sont obtenus à partir de la composante verticale (en haut) et horizontale (en bas) des mouvements du sol. La représentation graphique indique : l'azimut d'arrivée de l'énergie reçue, l'amplitude de l'énergie cohérente qui traverse l'antenne suivant cet azimut est proportionnelle à la longueur du rayon et la vitesse apparente du passage de l'onde à travers l'antenne est indiquée par l'échelle de couleur. Les rosaces représentent la fréquence prépondérante associée à la mesure suivant le rayon (avec un pas de 2 Hz, de 0 Hz au centre à 8 Hz sur le bord) en fonction de l'azimut (mesuré sur le cercle) et les vitesses apparentes (suivant l'échelle indiquée par la barre de couleur).

- L'essentiel de l'énergie de la coda provient plutôt du nord (d, Figure III-2) mais on observe juste après une oscillation avec une succession d'arrivées provenant alternativement du nord et du sud (e). Cette oscillation, principalement visible sur la composante verticale, correspond certainement à une onde de Rayleigh générée par diffraction sur les barres calcaires bordant la plaine de Caille. Dans la configuration étudiée, on note que les diffractions par la vallée elle-même ont donc un effet mineur sur le comportement des ondes en comparaison de l'influence des structures régionales.

Figure III-3 : Statistique des azimuts des arrivées pour une quinzaine d'événements regroupés dans 3 zones à l'ouest de Caille : les régions de Gardanne (N250°), de Hyères (N210°) et de Riez (N220°). L'axe horizontal indique l'azimut duquel arrive l'énergie sismique. L'axe vertical indique le poids de l'énergie cohérente reçue, normalisée à 1. L'azimut théorique de la source est indiqué par la flèche marquée SOURCE.



- Les directions d'arrivée les plus énergétiques sont stables pour des régions épacentrales délimitées : $N330^\circ \pm 15^\circ$ et $N200^\circ \pm 15^\circ$ pour les séismes se produisant à l'ouest du réseau et $N30^\circ \pm 15^\circ$ et $N160^\circ \pm 15^\circ$ pour les séismes se produisant à l'est du réseau (Figure III-3). Ces directions sont liées à la diffraction des champs d'ondes émis par les séismes par les structures géologiques régionales d'une part (l'interface à pendage nord du massif de socle cristallin des Maures-Tanneron-Esterel) et par des structures locales d'autre part (les écaillés chevauchantes de direction E-W dans la couverture sédimentaire de part et d'autre de la plaine de Caille).

C- L'expérience d'Annot : un réseau de capteurs multi-échelle.

Suite à l'expérience de Caille, nous avons proposé une deuxième expérience de plus grande envergure avec un dispositif multi échelle permettant d'enregistrer simultanément sur 4 sites distincts, pour (i) confirmer ou infirmer le poids relatif des hétérogénéités régionales (10 à 100 km) et locales (0 à 10 km) sur les effets induits et (ii) quantifier les effets des topographies et des structures géologiques en terme de filtrage fréquentiel, de génération des trains d'onde par diffraction et d'allongement des durées de vibration. Sur le plan géologique, la difficulté principale a été de trouver plusieurs sites proches les uns des autres et adaptés à l'expérience. La zone d'Annot, 30 km au nord de Caille, permettait d'installer le matériel nécessaire tout en restant dans un environnement topographique et géologique assez semblable à celui de la première expérience.

Les sites retenus forment un quadrilatère d'environ 400 km². Chaque site est distant d'environ 20 km de ses voisins et correspond à une zone plane d'au moins 0,25 km² (Figure III-4A) : trois d'entre eux (Saint Benoît, Méailles et Allons) étaient installés dans des vallées de la partie nord du dispositif où l'orientation de la topographie est ~N-S et le quatrième (Ubraye) était sur un plateau, dans la partie sud où l'orientation de la topographie est ~E-W. Du point de vue géologique, les terrains affleurant appartiennent à la série sédimentaire mésozoïque et cénozoïque des chaînes subalpines méridionales (Figure III-4B). Ils recouvrent, sur une épaisseur de 1000 à 2000 m, le socle cristallin qui affleure 50 km au nord-est dans le massif de l'Argentera et 50 km au sud dans le massif des Maures-Tanneron-Esterel. Les antennes étaient installées sur des matériaux non consolidés, alluvions et colluvions, d'épaisseur variable autour de quelques dizaines de mètres. Les dénivelées entre le fond des vallées instrumentées et les crêtes environnantes sont de l'ordre de 500 m.

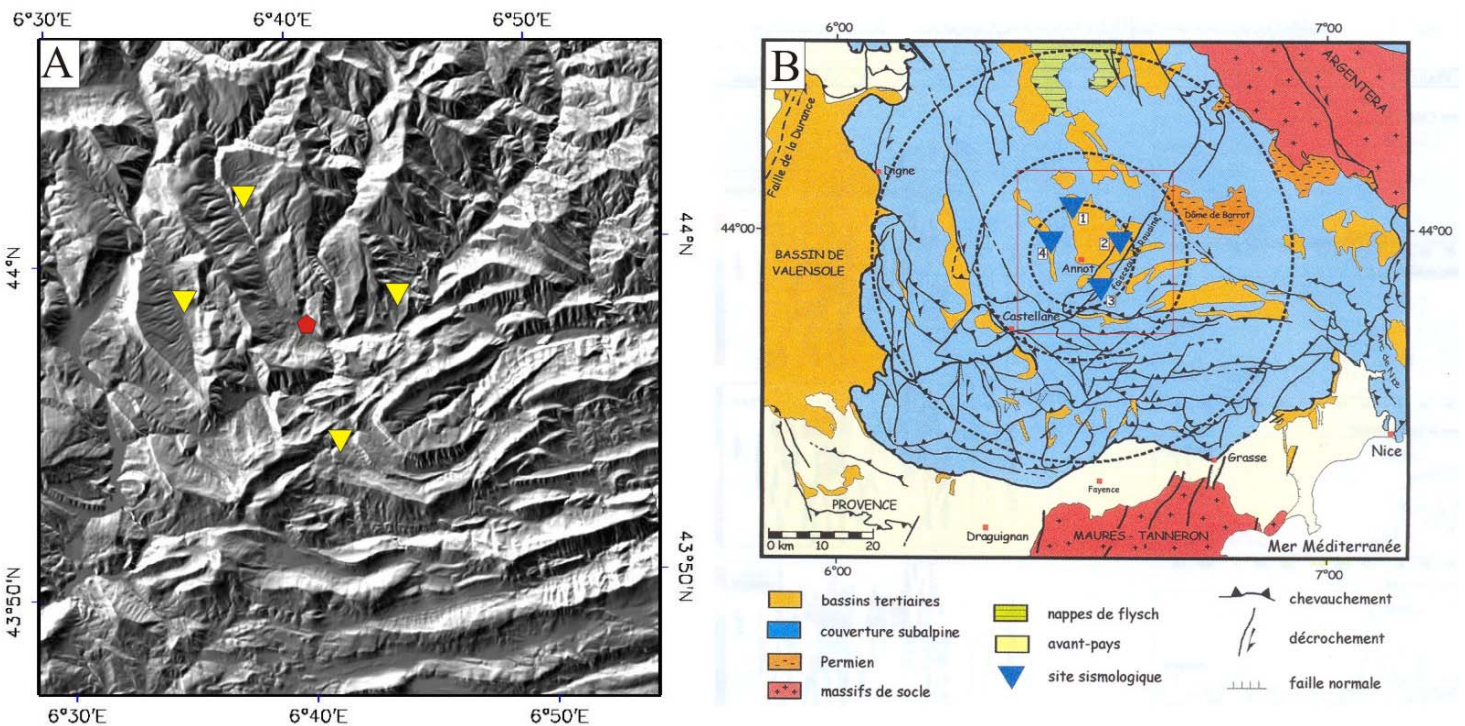


Figure III-4 : A, Topographie de la région d'Annot (Modèle Numérique de Terrain au pas de 50 m, IGN), les triangles jaunes correspondent aux 4 sous-réseaux et le symbole rouge au village d'Annot. B : Schéma extrait de la carte géologique de Nice modifiée (1/250 000, BRGM), le carré rouge correspond à la limite de la figure A et les triangles bleus aux sous-réseaux (site 1 : Méailles, site 2 : Saint Benoît, site 3 : Ubraye, site 4 : Allons).

Les données de l'expérience d'Annot ont été enregistrées par 4 antennes de petite échelle (250 m d'ouverture), chacune formée de 9 capteurs courte période. Ce dispositif a fonctionné en avril et mai 1998 (Schissele, 2002).

Plus de cent événements locaux et régionaux (séismes, tirs de mines, coups de toit) ont été enregistrés et sont visibles simultanément par les quatre antennes (Larroque et al., 1999). L'analyse des résultats est présentée en détail dans la thèse d'Estelle Schissele (2002) et fait apparaître des comportements similaires avec ceux observés lors de l'expérience de Caille en ce qui concerne les pics de diffraction et les azimuts d'arrivées des ondes, par exemple. De plus il a été mis en évidence que les phases sismiques diffractées par le milieu présentent une variabilité en fonction de la position de l'antenne, ce qui témoigne d'une influence prépondérante soit des structures locales, soit des structures régionales, spécifique à chaque site d'enregistrement (Schissele et al., 2005). Les structures régionales qui induisent une variation de profondeur de l'interface socle cristallin-couverture sédimentaire (tel que le flan sud de l'Argentera, le flan nord des Maures et la faille de la moyenne Durance, par exemple) ainsi que les structures qui affectent la couverture sédimentaire sont des hétérogénéités qui modifient significativement la propagation du champ d'ondes.

Un des apports majeurs de ces expériences a donc été de montrer l'importance des diffractions et réflexions des trains d'ondes produites par les structures géologiques proches du site mais d'échelle régionale. L'analyse des données enregistrées par les antennes permet de déterminer les azimuts régionaux prédominants suivant lesquels un apport énergétique significatif peut affecter le site. Cela signifie que l'analyse des effets de site ne peut pas se limiter à la simple prise en compte des structures et des formations superficielles situées sous le site et qu'il faut tenir compte d'une échelle intermédiaire entre l'échelle régionale et l'échelle locale pour la quantification de ces effets.

II. DEFORMATION RECENTE ET ACTIVE EN SIBERIE-MONGOLIE : LE PASSAGE DE LA COMPRESSION DANS LES CHAINES DE L'ALTAY A L'EXTENSION DANS LE LAC BAIKAL.



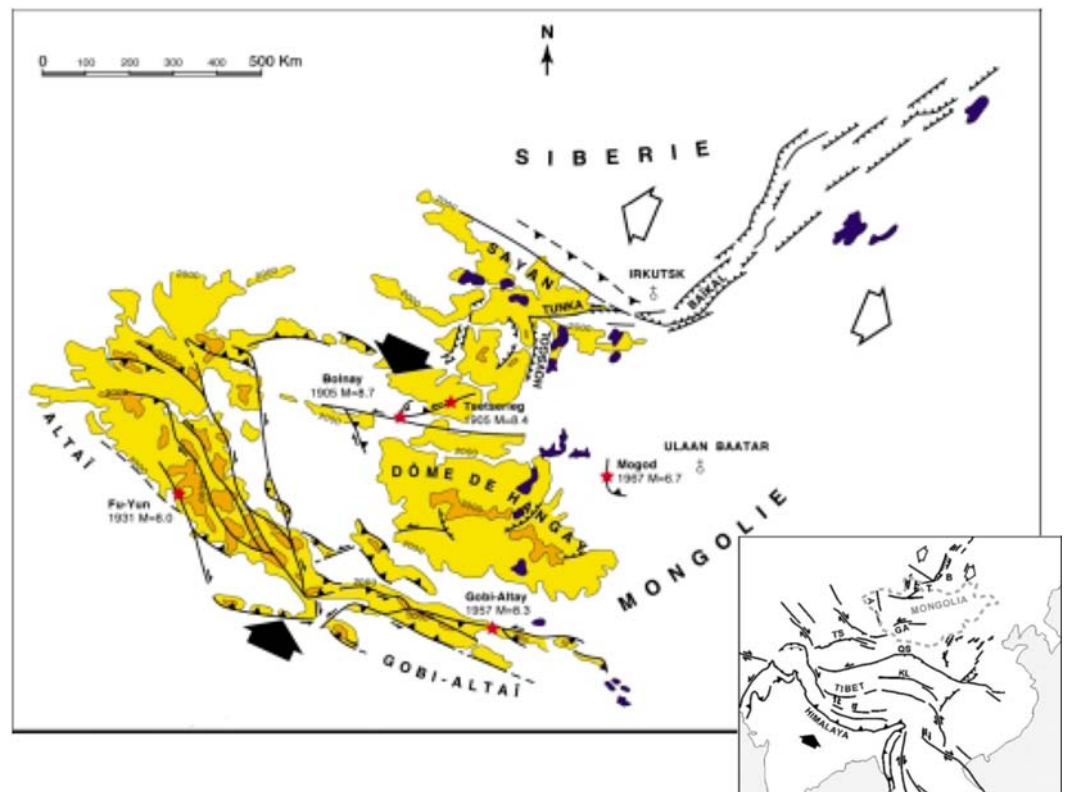
Le plateau de Ih Bogd à 4000 m d'altitude et 2000 m au dessus de la Vallée des Lacs.

La région Mongolie-Baïkal est devenue une cible prioritaire de l'UMR Géosciences Azur durant les années quatre vingt dix sous l'impulsion de Jacques Déverchère et d'Eric Calais. Cette région est un laboratoire naturel exceptionnel pour l'étude de la déformation en domaine intraplaque et pour la compréhension de l'aléa sismique associé aux grandes failles intracontinentales. De plus, à l'échelle de l'Asie, les mécanismes de déformation à l'œuvre, en particulier la part relative des déformations prises en compte par les failles par rapport à celle prises en compte par la déformation diffuse, sont vivement discutés depuis des années. Bien que la zone du Baïkal et les chaînes de Mongolie soient éloignées de plusieurs milliers de kilomètres de la frontière de collision Inde-Eurasie, les déformations sont, au moins en partie, produites par la convergence continue entre les deux grands blocs continentaux depuis 50 Ma (*e.g.* Tapponnier et Molnar, 1979 ; Patriat et Achache, 1984). La zone Mongolie-Baïkal est aussi suffisamment éloignée de cette frontière pour que les processus liés à la collision n'oblitérent pas totalement d'autres processus de déformation intraplaque qui agiraient conjointement.

Des travaux importants ont été engagés dans le domaine de la sismotectonique et de la géodésie GPS en collaboration avec de nombreux collègues Russes (Institut de la Croûte Terrestre d'Irkoutsk) et Mongoles (Centre de Recherche en Astronomie et Géophysique d'Ulan Bator). L'objectif premier concernait la compréhension de la formation et de l'évolution du rift Baïkal et des domaines avoisinants ainsi que la contribution au débat sur les modalités de la déformation à l'échelle de l'Asie (Déverchère, 1999).

A partir de 1994, les mesures géodésiques et les analyses sismologiques réalisées entre la plate forme sibérienne et les chaînes de Mongolie ont rapidement confirmées l'existence de déformations significatives non expliquées par les modèles de déformation actuels (*e.g.* Avouac et Tapponnier, 1993 ; England et Molnar, 1997). La question des structures accommodant ces déformations s'est donc rapidement posée. La zone du Lac Baïkal proprement dite et son système de failles en extension était déjà relativement bien connue mais la partie ouest, du Bassin de Tunka aux chaînes en transpression de Mongolie, est une région clé peu explorée jusqu'alors (Figure III-5). C'est ainsi que nous avons débuté en 1999 une collaboration, avec Jean-François Ritz de l'Université de Montpellier, Volodia Sankov et Nastya Arjannikova de l'Institut de la Croûte Terrestre d'Irkoutsk, dédiée à la mise en évidence des caractéristiques de la déformation récente et active de l'ouest du Lac Baïkal jusqu'à l'Altay Mongol. Cette collaboration s'est depuis étoffée, en particulier avec Marc Jolivet et Antoine Schlupp, et la zone d'étude s'est agrandie vers le Sud, jusqu'au Gobi Altay, terrain d'étude des collègues montpelliérains depuis le début des années quatre vingt dix.

Figure III-5 : Schéma structural de la région Mongolie-Baïkal. Les altitudes supérieures à 1500 m et 2500 m sont en jaune clair et jaune foncé, respectivement. Les grandes failles actives au Quaternaire sont figurées et les étoiles rouges représentent les épicentres des 4 grands séismes du XX^{ème} siècle. Les flèches noires indiquent la direction de compression en Mongolie et les flèches blanches, la direction d'extension dans la zone du Baïkal (d'après Ritz, 2003).



Mon apport à cette équipe concerne l'analyse des déformations récentes et actives sur le terrain et la co-organisation des trois missions en Sibirie en 1999, 2000 et 2001 ainsi que l'imagerie de surface : le traitement et l'interprétation de différents types d'images satellitaires (ERS, SPOT, landsat TM, aster) et de

Modèles Numériques de Terrain (Gtopo30 et SRTM). Les techniques d'imagerie de surface ont nécessité de ma part une « formation sur le tas » mais cela s'est révélé particulièrement « payant » dans une région fortement couverte par la végétation. Les collaborations avec les collègues Russes et Mongoles se sont aussi traduites par de nombreux stages de formation pour les étudiants : je me suis en particulier occupé du stage post-doctoral de M^{me} Arjannikova (septembre-décembre 2000 à l'UMR Géosciences Azur, programme INTASS). En France, j'ai été co-responsable d'un stage de DEA (Lies Loncke) et j'ai participé à l'encadrement de la thèse de Riccardo Vassallo.

Ces travaux ont été financés par plusieurs projets nationaux et internationaux (voir *Cinquième Partie*, § VI, 1B- et 2C-, 2D-, 2E-, 2F-), la géologie de la déformation active étant intégrée comme l'une des composantes dans des projets pluridisciplinaires : géodésie-géologie-sismologie. Les travaux sont présentés dans les publications P14, P17, P18, P20, P22, P23, P24, PA1 et les communications C34, C35, C36, C38, C39, C45, C46, C47, C51, C52, C53, C55, C56, C57, C59, C62 et C64 (voir *Cinquième Partie*, § VII). Le programme de recherche est toujours en cours ; je résume ici en trois parties les principaux résultats auxquels j'ai contribué depuis 1999.

A- La jonction entre la transpression en Mongolie et l'extension dans le Baïkal.

La description des grandes failles qui découpent la région ouest du Lac Baïkal et le nord de la Mongolie est encore imprécise. C'est le cas, par exemple, de la jonction entre les failles de Sayan, de Tunka et du sud-Baïkal qui déterminent la géométrie complexe de l'ouverture du rift sud-Baïkal et du bassin de Tunka (Figure III-6). Le secteur Tunka-Sayan-Khubsugul est l'un des points fondamentaux pour la compréhension de la transition entre les déformations transpressives en Mongolie et l'extension observée dans le rift Baïkal. Les trois missions de terrain (1999, 2000 et 2001) ont été ciblées, entre autre, sur la cartographie des géométries et l'analyse de la cinématique récente et actuelle des failles de Tunka, de Sayan et de Mondy.

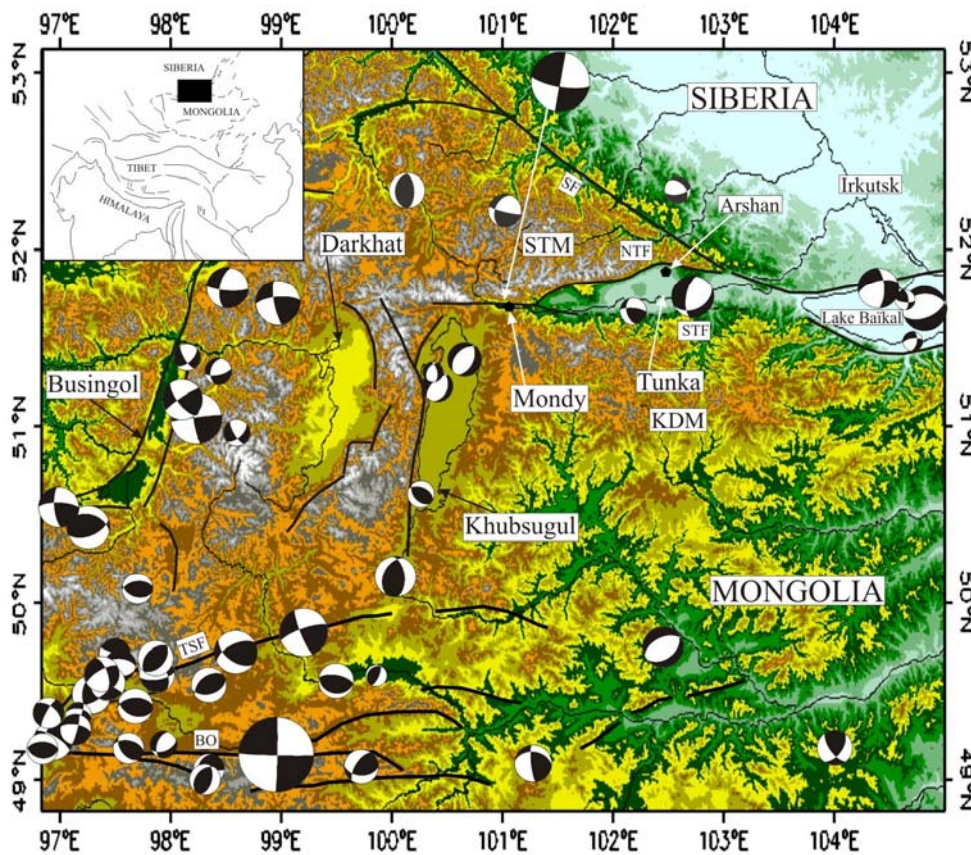


Figure III-6 : Topographie de la zone ouest du Rift Baïkal (données Gtopo30), les altitudes vont de ~ 500m (vert) à ~3000 m (gris). Les lignes noires fines et épaisses représentent respectivement les principales rivières et le contour du lac, et les principales failles. Les mécanismes au foyer des séismes de $M > 4$ depuis 1950 sont tirées de Delouis et al. (2002) et du catalogue russe BEMSE. STM, chaîne de Sayan-Tunka ; KDR, chaîne de Khamar-Daban ; SF, faille de Sayan ; NTF, faille nord-Tunka ; STF, faille sud-Tunka ; BOF, faille de Bolnay ; TSF, faille de Tsetserleg (d'après Arjannikova et al., 2004).

1. Le bassin de Tunka

Le Bassin de Tunka se trouve à la pointe sud du craton sibérien, c'est une dépression morphologique E-W de 150 km de long et 30 de large située entre le rift Baïkal et les rifts N-S de Khubsugul, Darkhat et Busingol. Il s'est développé depuis l'Oligocène dans un régime transtensif (normal sénestre) associé à

l'ouverture du rift Baïkal (Logatchev, 1993). C'est un demi-garben basculé vers le nord et limité par une faille active de 200 km de long : la faille nord-Tunka (Figure III-6).

La morphologie de la faille nord-Tunka est, au premier ordre, celle d'une faille normale mais nous avons mis en évidence en plusieurs endroits des indices de soulèvement du bassin, des déformations en transpression et même des contre-escarpements témoignant de l'inversion récente de la faille nord-Tunka (Figure III-7). L'analyse de ces déformations montre que la zone de Tunka a suivi une évolution complexe : les failles limitant le bassin sont des structures héritées qui ont été réactivées à plusieurs reprises et les déformations quaternaires témoignent d'un changement cinématique majeur et très récent (Larroque et al., 2001 ; Figure III-8). Le Bassin de Tunka fait donc partie du « bloc Mongolie » caractérisé par des déformations en transpression.

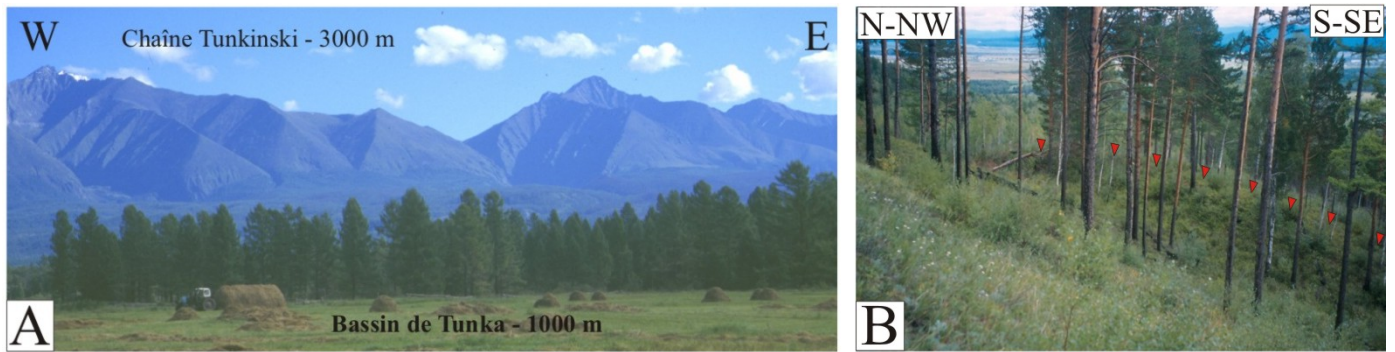
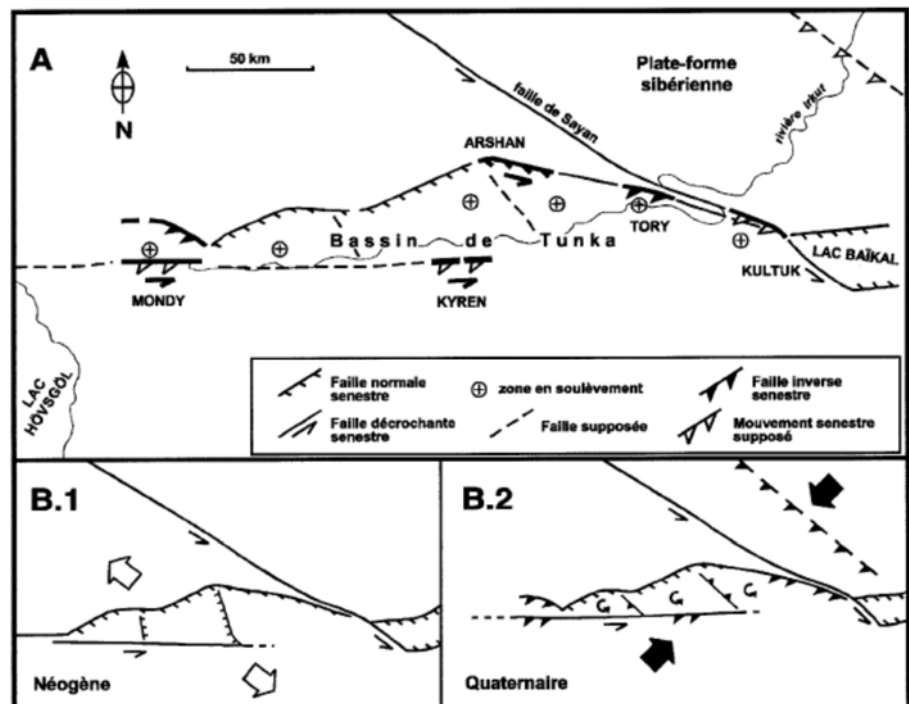


Figure III-7 : A, Morphologie de la limite entre le Bassin de Tunka et la chaîne de Sayan (à l'ouest du bassin). L'alignement des facettes triangulaires indique la position de la faille nord-Tunka. B, Vue vers l'est du contre-escarpement affectant la faille nord-Tunka sur le site de Biely Camen (à l'est du bassin). Ce contre-escarpement correspond à un décalage sénestre-inverse ($RH=8\text{ m}$ et $RV=2,5\text{ m}$) et témoigne d'une inversion du jeu normal de la faille nord-Tunka. Les premières indications obtenues en tranchée montre que ce décalage serait le produit d'un seul événement sismique de forte magnitude. Le sommet du contre-escarpement est souligné par les triangles rouges sur une centaine de mètres.

La limite actuelle entre les déformations en transtension du « domaine Baïkal » et les déformations en transpression du « domaine Mongole » est donc à Tunka. L'inversion de ce bassin à l'ouest du Baïkal est très récente et reste ténue dans la morphologie, néanmoins les arguments sont suffisants pour montrer que le « front » de compression produit par la collision Inde-Asie est maintenant aux portes du Baïkal.

Figure III-8 : A, Schéma structural et cinématique du Bassin de Tunka. La structure d'ensemble est tirée de l'interprétation des images satellitales, les points d'observation sur les failles sont en gras et les points d'observation dans le bassin sont notés +. La structure étudiée à Kyren s'est trouvée être une déformation périglaciaire (coin de glace) et non une trace d'activité de la faille sud-Tunka. B, Modèle cinématique interprétatif ; B1, ouverture du Bassin de Tunka en transtension au néogène ; B2, inversion récente en transpression et rotation de blocs à l'intérieur du bassin (d'après Larroque et al., 2001).



Dans ce contexte complexe l'approche multi-disciplinaire a été particulièrement enrichissante. La cohérence d'ensemble est bonne, tant du point de vue des interprétations sismologiques (Delouis et al., 2002) que du point de vue des interprétations géodésiques qui montrent, notamment, le mouvement vers le SE du

bloc « Amour » par rapport à la plateforme sibérienne et fournissent un cadre cinématique cohérent à l'extension dans le Baïkal et à la compression à l'ouest du lac (Calais et al., 2003).

La déformation cumulée observée dans la zone de Mondy (ouest du bassin, voir paragraphe suivant) suggère que ce nouveau régime en transpression a commencé plus tôt, probablement durant le Pléistocène, que dans la partie est. Comme il n'y a pas de déformation post-glaciaire majeure le taux de déformation et les vitesses sur les failles ne sont pas faciles à quantifier mais ils sont certainement faibles. Nous avons proposé des valeurs de l'ordre de 1 mm/an ou inférieur depuis le Pléistocène, à la fois pour les mouvements verticaux et horizontaux (Arjannikova et al., 2004). Cette valeur de 1 mm/an est compatible avec les résultats publiés par ailleurs pour le glissement vertical sur la faille nord-Tunka durant les derniers 500 ka (McCalpin et Khromovskikh, 1995) et avec les mouvements actuels mesurés par GPS entre la plateforme sibérienne et le bassin (Calais et al., 2002).

2. La zone de Mondy, le séisme du 4 avril 1950 et le partitionnement de la déformation

La région de Mondy (Figure III-6) est la zone épicentrale du plus fort séisme enregistré dans le bassin et ses environs ($M_w=6,9$; 04/04/1950). Le mécanisme au foyer controversé de cet événement et les nombreux marqueurs morphotectoniques visibles sur le terrain nous ont incité à travailler en détail cette région de transition vers les trois grabens N-S et les chaînes de l'Altay (Figure III-9).

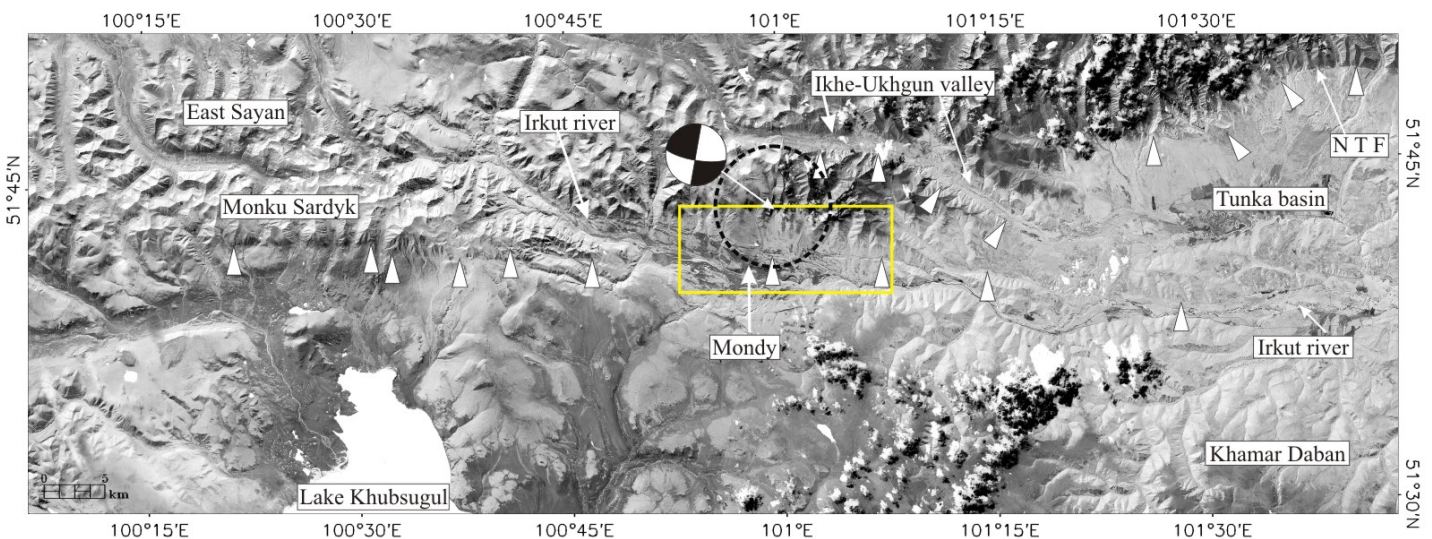


Figure III-9 : Mosaïque d'images landsat-TM (résolution 30 m) de la zone Khubsugul-Tunka. Les triangles blancs soulignent les failles actives majeures. Le cercle pointillé indique la zone épicentrale du séisme de Mondy et le mécanisme au foyer est tiré de Delouis et al. (2002). NTF, faille nord-Tunka. Le rectangle jaune correspond à la figure III-12 (modifié d'après Arjannikova et al., 2004).

Deux failles actives accommodent la déformation à l'ouest du Bassin de Tunka (Arjannikova et al., 2004) :

- Au sud, la faille de Mondy se prolonge à l'ouest jusqu'au graben de Khubsugul. Sa longueur totale est de 80 km et son pendage est subvertical. Elle se compose de quatre segments actifs dont le plus long atteint 30 km. Depuis le Pléistocène la cinématique est décrochante sénestre avec une faible composante inverse.
- Dix kilomètres au nord, la faille de Ikhe-Ukhgun est longue d'une dizaine de kilomètres avec un pendage sud d'environ 40°. Elle présente deux segments actifs et une cinématique inverse avec une faible composante sénestre. L'activité holocène de cette faille est probablement l'un des meilleurs arguments pour attester de la compression récente dans la région ouest Baïkal.

Plusieurs mécanismes au foyer contradictoires ont été proposés pour le séisme du 4 avril 1950. Le mécanisme déterminé par Delouis et al. (2002) à partir d'une modélisation des formes d'onde est le plus cohérent avec les déformations que nous avons pu relever sur le terrain : il présente un plan nodal orienté N100°E 75°S correspondant à une décrochement sénestre pur. Ces caractéristiques sont en accord avec la géométrie et avec la cinématique récente de la faille de Mondy dont la longueur totale de 80 km est suffisante pour produire un séisme de magnitude 6,9 avec un hypocentre entre 11 et 17 km si l'ensemble des

segments sont activés (Arjannikova et al., 2004) tandis que l'autre plan nodal, de direction N-S, ne correspond à aucune déformation observées sur le terrain.

Nous avons analysé les relations entre le séisme de 1950 et le champ de contrainte local en comparant le mécanisme prédit par l'application du tenseur de contraintes sur le plan nodal N100°E, correspondant à la faille de Mondy, avec le mécanisme déterminé pour le séisme. Le mécanisme prédit fait apparaître une composante de décrochement sénestre analogue à celle du séisme de 1950 mais aussi une composante inverse significative qu'on ne retrouve pas pour l'événement de 1950 (Delouis et al., 2002). Par conséquent, si le séisme de 1950 s'est bien produit sur la faille de Mondy il ne correspond pas strictement à une réponse au tenseur des contraintes local. J'ai proposé que les failles de Mondy et d'Ikhe-Ukghun soit un système couplé dans lequel se produit un partitionnement entre un mouvement principalement décrochant sénestre sur la faille de Mondy et un mouvement principalement inverse sur la faille d'Ikhe-Ukghun (Figure III-10). Dans ce cas, la compatibilité avec le tenseur des contraintes doit être considéré pour la totalité du système et la composante inverse prédite correspond à la part de la déformation prise en charge par la faille de Ikhe-Ukghun.

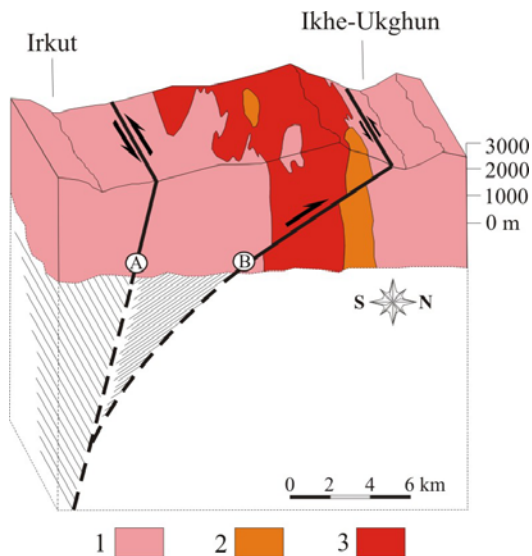


Figure III-10 : Schéma 3D de la géométrie des failles de Mondy et Ikhe-Ukghun reconstitué à partir des données de surface et de l'analyse du séisme de 1950. La faille de Mondy (A) présente un pendage fort vers le sud et une cinématique décrochante sénestre. La faille de Ikhe-Ukghun (B) a un pendage d'environ 40° vers le sud en surface et une cinématique inverse. Compte tenu de leur géométrie, la jonction entre les deux failles devrait se faire vers 10-12 km de profondeur. 1, roches cristallines et sédimentaires d'âge archéen supérieur ; (2) et (3) syénites et granites d'âge protérozoïque supérieur.

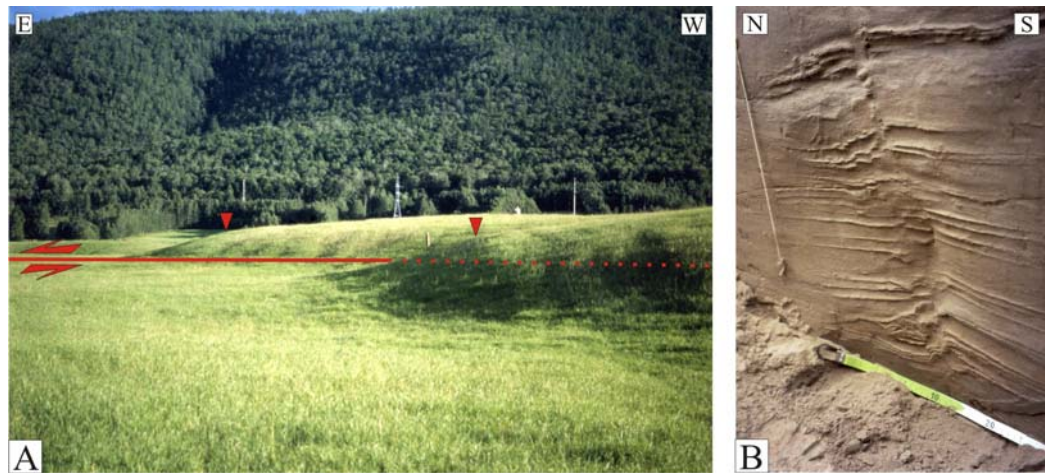
3. Les limites de la faille de Mondy

Les limites de la faille de Mondy et de ses segments actifs ont été particulièrement discutées dans notre groupe. Ces discussions, et le travail qui en a résulté, soulignent l'intérêt du couplage des méthodes d'analyse de la déformation active et dans ce cas précis l'utilisation conjointe de la télédétection et de la tectonique sur le terrain qui permet un changement d'échelle d'observation et des vérifications indispensables. Trois exemples me permettent d'illustrer ces différents points :

- La limite de la faille vers l'ouest : des alignements d'escarpements observés sur des images satellitales à faible résolution (landsat MSS, résolution 80 m) avaient été initialement interprétés comme la continuation de la faille vers l'ouest au delà de 100°E (Tapponnier et Molnar, 1979 ; Schlupp, 1996). L'analyse de nouvelles images plus précises et les études de terrain nous ont permis de montrer que ces escarpements correspondent en fait aux bords abrupts d'une vallée glaciaire dans laquelle aucune trace de déformation active n'a été relevée. La faille de Mondy ne présente pas de segment actif au-delà de 100°20'E.
- La limite de la faille vers l'est : une interprétation rapide des photos aériennes nous a montré la présence d'escarpements alignés dans une plaine au sud de la ville de Kyren et dans la prolongement de la faille de Mondy (Figure III-8A). Nous pensions alors pouvoir démontrer que la faille de Mondy se connectait à une faille limitant le Bassin de Tunka au sud (faille sud-Tunka) et que ce système décrochant sénestre se prolongeait de plus d'une centaine de kilomètres vers l'est. Nous avons réalisé six tranchées perpendiculaires aux escarpements lors de la mission d'août 2000 et chacune de ces tranchées faisait apparaître des ruptures dont la géométrie d'ensemble correspondait à une structure en fleur, telle qu'on pouvait l'attendre dans une zone de décrochement (Figure III-11). Nous y sommes retournés en 2001 (avec Pierre Antoine, spécialiste des environnements périglaciaires de l'Université de Lille) : la cartographie de terrain ainsi que l'analyse de la géométrie des ruptures dans des tranchées perpendiculaires nous a amené à conclure que les escarpements sont dus à des rides de sable déposées par de forts courants éoliens et que les ruptures observées dans les tranchées sont en réalité associées à

des processus cryogéniques de type « coin de glace ». Ces déformations du sol ne sont donc pas d'origine tectonique mais elles sont en relation avec l'évolution du milieu (sédimentation et circulation de l'eau) en environnement périglaciaire. Le segment de faille actif apparent le plus oriental est donc limité à 101°30'E.

Figure III-11 : A, Photo d'un des escarpements « décalés » de la plaine de Kyren, l'espacement entre les 2 triangles rouges est d'environ 10 m. B, Une des ruptures visibles dans la tranchée n°6. Ces déformations ont été initialement interprétées comme d'origine tectonique alors qu'elles correspondent à des processus cryogéniques.



- Au niveau de la ville de Mondy dans la vallée de l'Irkut, la morphologie a été érodée et modelée par les glaciers quaternaires : l'essentiel des traces de la faille a disparu. Notre première interprétation morphotectonique s'est ainsi révélée fautive. Les escarpements de direction WNW-ESE que nous avons interprété, à partir de l'imagerie, comme les traces récentes de la faille de Mondy (Arjannikova et al., 2003) sont en fait des terrasses fluvio-glaciaires (terrasses de Kame) qui se sont formées latéralement au cours de l'écoulement du glacier (Figure III-12 ; Arjannikova et al., 2004).

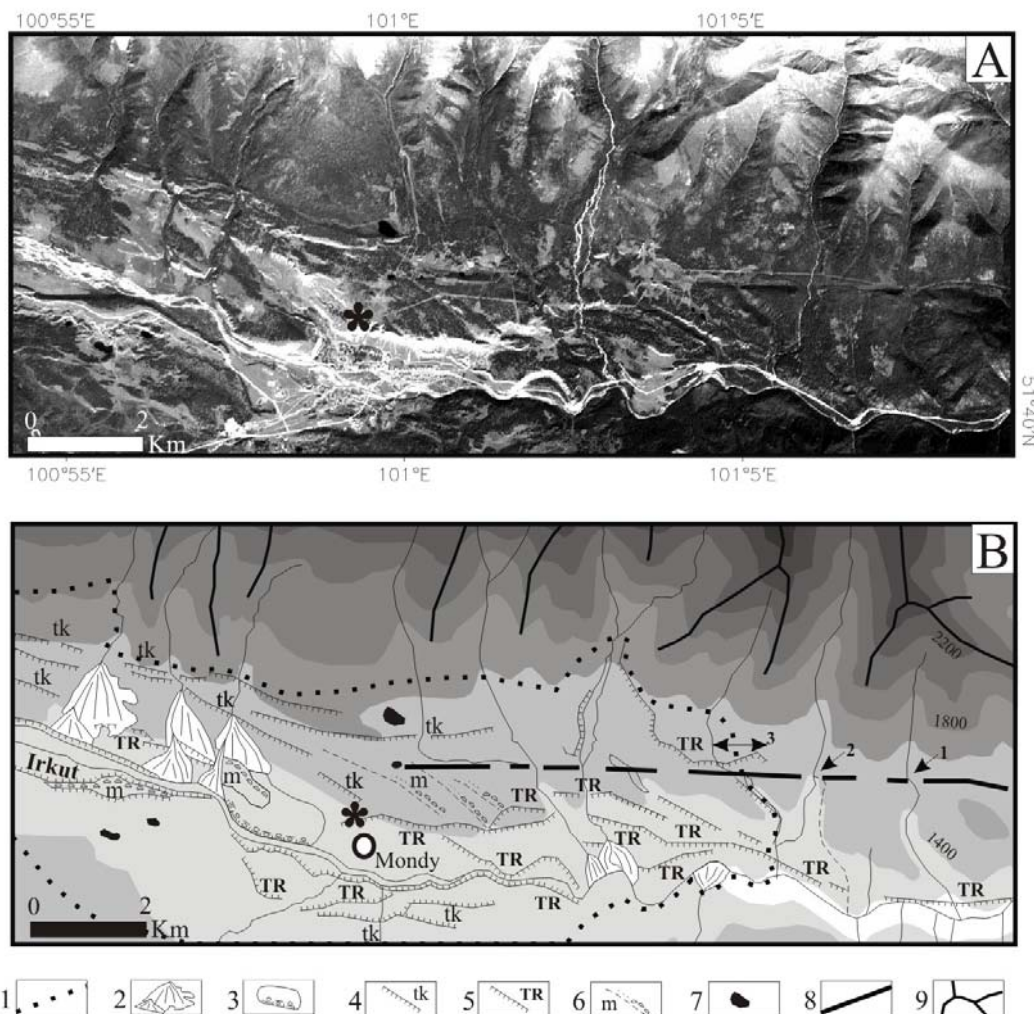


Figure III-12 : A, Extrait d'une image SPOT panchromatique (résolution 10 m) sur la zone de Mondy. B, Topographie (en mètres) et interprétation morphologique. Les traces de la faille de Mondy correspondent au trait noir épais, (1) limite des dépôts

cénozoïques, (2) éventail alluvial, (3) conglomérats, (4) terrasses de Kame, (5) terrasses alluviales de l'Irkut, (6) moraines, (7) lac, (8) traces de la faille de Mondy, (9) ligne de crête. Les chiffres 1, 2 et 3 indiquent les décalages sénestres le long de la faille de Mondy et l'étoile montre la zone où des ruptures ont été observées en surface après le séisme de 1950.

B- Les déformations transpressives actuelles et récentes en Mongolie.

Dans la lignée des travaux de Jean-François Ritz dans le Gobi-Altay (Ritz et al., 1995), nous avons décidé de poursuivre la quantification des vitesses sur la faille de Bogd, une structure de plusieurs centaines de kilomètres qui limite le Massif de Gurvan Bogd à la bordure nord du désert de Gobi (Figure III-6). Bien que cette région soit éloignée de la zone de transition avec les chaînes de Sibérie et le Baïkal, qui étaient au centre de nos projets de recherche, le Gobi-Altay (le plus au sud des massifs Mongoles), comme les autres massifs de l'Altay plus au nord ouest, est une des clés de la compréhension du champ de déformation actuel et de la propagation des déformations dans le temps et dans l'espace en Asie centrale.

Durant le siècle dernier, la Mongolie a subi quatre séismes de magnitude supérieure à 8 sur une période de 50 ans (voir *Première Partie*, § III.B- et III.C-). Ces événements majeurs sont dus aux mouvements décrochants le long de grandes failles héritées des orogènes Calédonienne et Varisque (Figure III-6), réactivées sous l'effet de la compression NNE-SSW qui serait la conséquence de la collision Inde-Eurasie (Tapponnier et Molnar, 1979).

La déformation transpressive, caractéristique des chaînes de Mongolie, est particulièrement bien exprimée dans le Massif de Gurvan Bogd et le séisme de 1957 ($M_w=8,3$), qui a produit des ruptures de surface sur plus de 250 km de long a laissé des traces de grande qualité et peu érodées compte tenu du climat (Kurushin et al., 1997). Cet ensemble est exceptionnel pour comprendre la formation et l'évolution des reliefs, le rôle des failles et leur réactivation ainsi que pour l'analyse des dislocations successives et la discussion de la notion de séisme caractéristique (figure III-13). Le travail sur cette zone est toujours en cours mais nous avons étendu le domaine d'étude à la faille de Bolnay où le même type de travail sera mené en 2009.

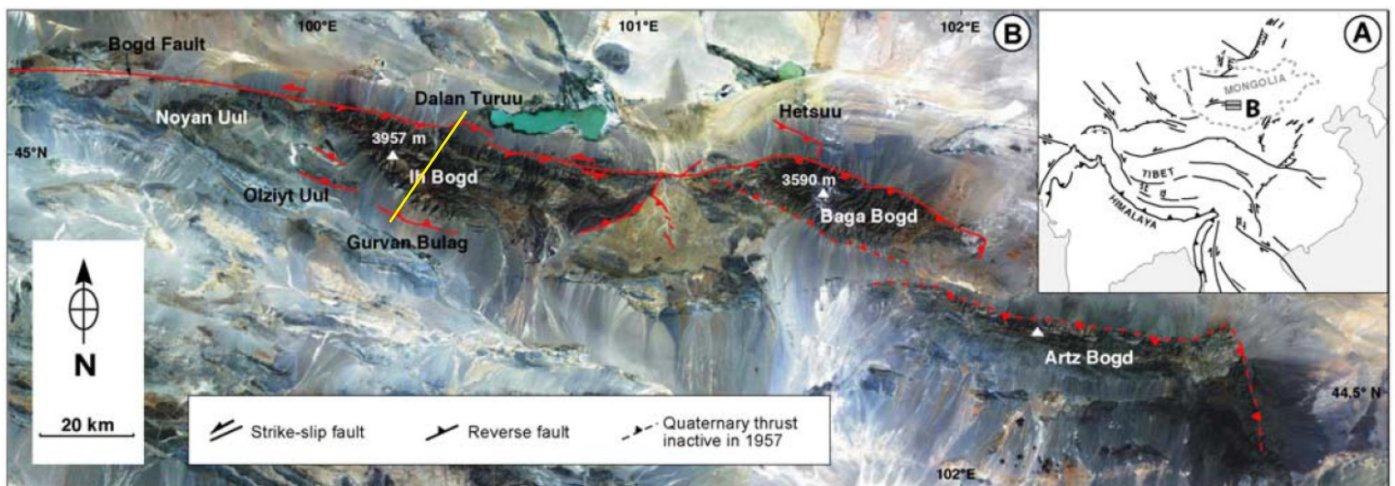


Figure III-13 : Mosaïque d'images landsat TM montrant l'ensemble de la chaîne de Gurvan Bogd dont le haut plateau d'Ih Bogd (4000 m d'altitude) qui est soulevé de 2000 m au dessus de la plaine Mongole par le fonctionnement de la faille sénestre-inverse de Bogd (en rouge). Le trait jaune donne la direction de la coupe de la Figure III-15.

Nos objectifs étaient de reconstituer l'activité récente du segment de faille bordant le Massif d'Ih Bogd au nord et l'histoire long terme du soulèvement du massif pour suivre la distribution de la déformation durant la croissance de cette chaîne en transpression. Le travail de terrain a été réalisé en 2003 et 2005 dans le cadre de la thèse de Riccardo Vassallo (Vassallo, 2006).

1. Le soulèvement du Massif d'Ih Bogd et la réponse du réseau hydrographique

La morphologie globale en marche d'escalier du massif et l'exceptionnelle surface horizontale du plateau sommital d'Ih Bogd (Figure III-14) attestent que le soulèvement est contrôlé par les failles inverses qui le bordent au nord et au sud. Les failles principales, qui ont successivement accommodé ce soulèvement, sont le plus souvent localisées à la limite entre des unités géologiques différentes, à affinité continentale ou océanique. Ce sont d'anciennes structures qui sont progressivement réactivées. Durant le Cénozoïque, la déformation progresse au nord et au sud vers l'extérieur du massif entraînant ainsi son élargissement comme

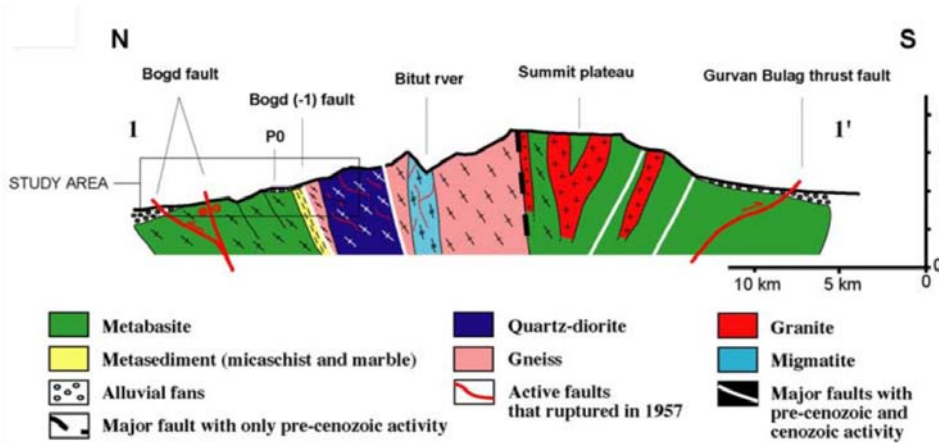


Figure III-14 : Coupe géologique et morphostructurale schématisée du Massif d'Ih Bogd. La position de la coupe est donnée sur la Figure III-13 (Vassallo et al., 2007a).

c'est le cas pour de nombreuses chaînes en transpression. Sur le long terme ces failles ont accommodé un raccourcissement équivalent entre le nord et le sud, ce qui a pour conséquence de conserver horizontale la surface d'érosion initiale. On retrouve cette surface d'âge crétacé supposé (Baljinyam et al., 1993, voir § III.C-) d'une part au sommet du massif d'Ih Bogd et d'autre part, 2000 m plus bas dans la plaine sud de la Mongolie..

Dans la vallée de Bitut, nous avons identifié des surfaces géomorphologiques de référence particulièrement bien conservées, terrasses d'abrasion et cônes alluviaux, depuis l'intérieur du massif jusqu'à l'exutoire au nord, soit environ sur 15 km de distance. Nous avons cartographié (sur le terrain et sur images satellitales), daté (méthode ^{10}Be) et mesuré les incisions et les rejets (sur le terrain et avec de la topographie GPS cinématique) de ces surfaces (Figure III-15). Nous avons ainsi pu reconstituer l'histoire des failles frontales successives (Bogd(-1) et Bogd, encadré sur la figure III-14) depuis 600 ka (Vassallo et al., 2007a). Depuis 100 ka, la faille de Bogd est la seule à fonctionner sur le flan nord, le taux de soulèvement calculé à l'exutoire à partir du décalage de la terrasse T3 est de 0,1 mm/an alors que le taux d'incision est de 0,3 mm/an, soit trois fois supérieur. Cette différence ainsi que l'ensemble des observations réalisées sont utilisés par Vassallo et al. (2007a) pour proposer, entre autre, que :

- D'après les datations ^{10}Be , la formation des surfaces alluviales se produit à la transition entre les périodes glaciaires et interglaciaires, à peu près tous les 100 ka. Dans le cycle climatique, c'est moment où la capacité de la rivière à transporter les sédiments accumulés dans le bassin est maximum, en relation avec l'augmentation des précipitations.



Figure III-15 : Quatre terrasses d'abrasion sont visibles à l'exutoire et se suivent tout au long de la vallée de Bitut (nord du Massif d'Ih Bogd). En rouge, la trace de la faille sénestre-inverse de Bogd

- Le processus d'incision n'est pas continu mais il semble caractérisé par des événements forts localisés dans le temps. Compte tenu de l'origine climatique de la formation des terrasses, ces événements pourraient correspondre à une alternance de longues périodes glaciaires sèches (durant lesquelles il n'y a pas ou peu d'incision) et de courtes périodes interglaciaires humides (durant lesquelles l'incision est forte et le cours de la rivière s'ajuste dans le bassin).
- L'incision totale du lit de la Bitut résulte de l'interaction de plusieurs processus : (i) le soulèvement du massif, (ii) la chute du niveau de base local en relation avec l'encaissement de la rivière dans l'éventail

alluvial de piedmont au début des périodes humides et (iii) la diminution de la pente de la rivière associée à la croissance du réseau hydrologique due au retrait du plateau.

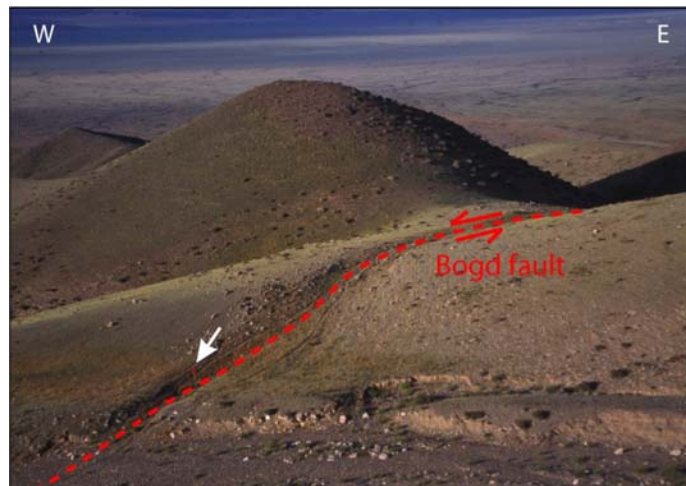
- Le taux de soulèvement calculé pour les cent mille dernières années (0,1 mm/an) à partir de la vitesse de glissement sur la faille bordière est très inférieur au taux calculé depuis le début de la surrection pour l'ensemble du massif [datée à 5+/-3 Ma à partir des traces de fission, Vassallo et al. (2007b)], de l'ordre de 0,25 à 1 mm/an. Cette différence est très probablement due au fait que la faille bordière actuelle (« Bogd », Figure III-14) n'accommode pas la totalité de la déformation du massif et que dans le passé récent d'autres failles plus internes étaient aussi actives (« Bogd-1 », Figure III-14).

2. La vitesse de glissement sur la faille de Bogd

La déformation sur le front nord du Massif d'Ih Bogd est partitionnée (Figure III-13 et III-14). Lors du séisme de 1957, c'est principalement le segment décrochant qui a été activé dans cette partie de la chaîne (Florensov et Solonenko, 1965 ; Kurushin et al., 1997). La mesure des rejets le long de ce segment montre qu'ils sont tous plus ou moins multiples de 3 m (Figures III-16 et III-17). Cette observation suggère que cette valeur pourrait être considérée comme une dislocation caractéristique de ce segment de faille.

Le glissement total que nous avons pu mesurer est de 20-25 m avec un temps de retour supposé de 3000-4000 ans (Ritz et al., 2006), la vitesse sur ce segment est de 0,8 mm/an et le début de son fonctionnement serait vers 20-30 ka (Vassallo et al., 2007a). Cette valeur est la deuxième obtenue sur la faille principale de Bogd (segments décrochants) pour la période pléistocène supérieur-holocène après celle

Figure III-16 : Photo du rejet sénestre le long de la faille de Bogd en rive gauche de l'exutoire de la Bitut. La flèche indique une personne donnant l'échelle (Photo : J.F. Ritz).



de Ritz et al. (1995) qui proposent 1,5 mm/an pour le segment de faille bordant le massif voisin de Noyan Uul (Figure III-13). La différence entre les deux valeurs est significative mais cette dernière étant proposée comme un maximum, les deux segments auraient des vitesses de glissement du même ordre de grandeur. Cet ordre de grandeur est semblable avec les valeurs calculées à partir des mesures GPS par Calais et al. (2003), qui, sans avoir instrumenté précisément cette faille, donne 1 à 2 mm/an de mouvement sénestre sur la zone.

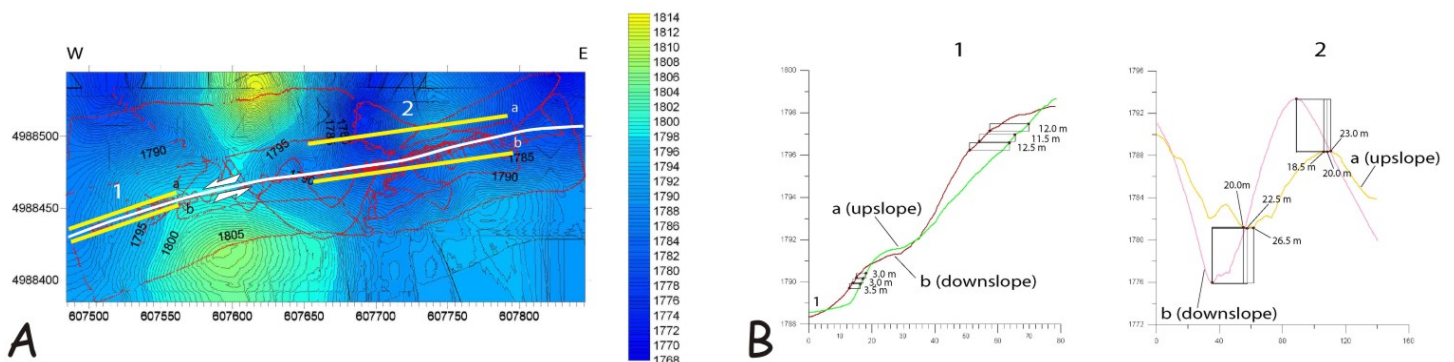


Figure III-17 : A, Modèle Numérique de Terrain (GPS cinématique) de la zone de la Figure III-17. Les altitudes sont représentées en courbes de niveau, la faille de Bogd est en blanc, les traits jaunes sont les profils 1 et 2 (voir B) et les traits rouges correspondent au trajet lors de l'acquisition des données. B, Profils topographiques en amont (1a et 2a) et en aval (1b et 2b) de la faille permettant d'estimer le rejet latéral des différents marqueurs morphotectoniques. Les rejets latéraux sont calculés en soustrayant le rejet

vertical apparent (hauteur des rectangles) déterminé par la pente générale de la topographie vers le nord et en mesurant la distance horizontale entre les marqueurs décalés par la faille (flans de l'éperon en 1, chenal en 2), d'après Vassallo et al., 2007a. .

La notion de séisme caractéristique me laisse perplexe sur bien des points de la complexité du fonctionnement des failles et de leur environnement. Néanmoins, les observations que nous avons effectuées et les discussions sur le terrain m'ont au moins convaincu que cette zone est exceptionnelle. Par la qualité des observations qu'elle permet c'est probablement l'une de celles qui pourrait apporter des avancées majeures dans les discussions sur les relations entre les traces de surface et les caractéristiques d'un fort séisme intraplaque, sur la variabilité des vitesses au cours du temps et sur la régularité ou non du cycle sismique sur les grandes failles décrochantes.

3. Le couplage des grands séismes de Mongolie au XX^{ième} siècle

Chéry et al. (2001) ont montré la possibilité que les déclenchements des grands séismes de Bolnay, de Fu Yun et du Gobi Altay soient couplés par le transfert des contraintes post-sismiques (voir *Première Partie, III., C-, 6.*). Au delà des modèles de transfert de contrainte et des discussions sur la viscosité de la croûte inférieure et du manteau (Calais et al., 2002 ; Pollitz et al., 2003 ; Vergnolle et al., 2003), nous avons la possibilité d'étudier la succession des grands séismes dans le temps sur chacune de ces failles et de voir si cet ensemble de failles intraplaques a cassé en cascade au cours de plusieurs cycles sismiques.

L'histoire récente des deux grandes failles de Bolnay et de Tsetserleg est peu connue en dehors des séismes de 1905 qui se sont produits à 15 jours d'intervalle (Baljinyam et al., 1993). Les âges et les déplacements des derniers événements sur ces failles sont inconnus, de même que leur vitesse long terme. Comme pour la faille de Bogd, les conditions sont réunies pour tenter de d'identifier les événements : la dimension des séismes recherchés est importante, les marqueurs de la déformation sismiques sont particulièrement bien préservés et les vitesses sur les failles sont certainement lentes, ce qui assure une possibilité de bien discriminer les événements par les méthodes de datation (Ritz, 2008 – *Actions sur Projet, INSU*).

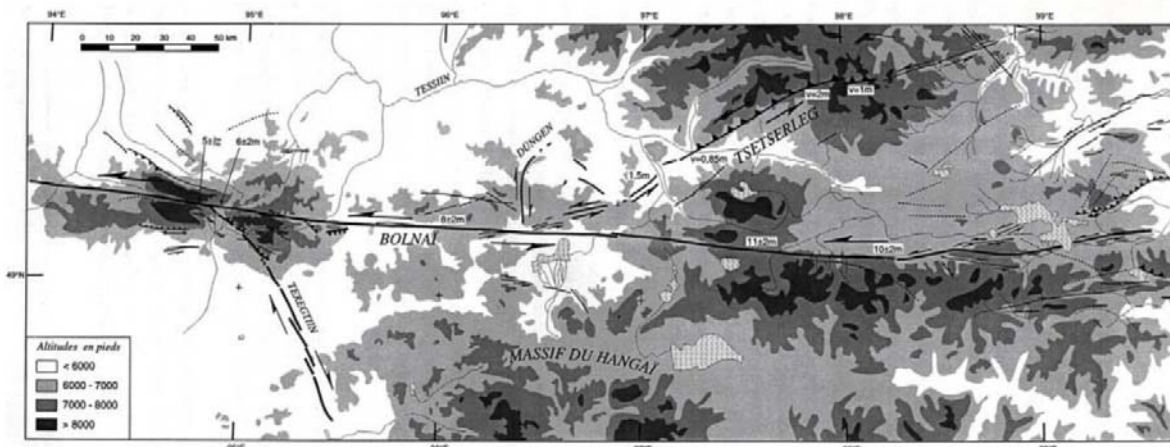


Figure III-18 : Les failles de Bolnay et de Tsetserleg sont deux décrochements sénestres de plusieurs centaines de kilomètres de long situés au nord du Massif de Hangay (Schlupp, 1996).

L'objectif des années à venir (auquel je suis associé avec mes collègues de Montpellier) est de caractériser les déplacements cumulés et la succession des séismes qui se sont produits sur les failles de Bolnay et de Tsetserleg. (Figure III-18). L'approche sera la même que pour la faille de Bogd : à partir d'un travail d'imagerie et de terrain, de morphotectonique et de paléosismologie permettant de quantifier au mieux les paramètres indispensables aux modélisations du cycle sismique et des transferts de contraintes.

C- L'évolution de la déformation dans le temps et dans l'espace de l'Altay à la Sibérie depuis 40 Ma.

L'interprétation de la déformation actuelle en Sibérie-Mongolie, au sein du système de chaînes et de bassins asiatiques, se heurte à la méconnaissance de l'évolution cénozoïque de cette région. Plusieurs auteurs (Tapponnier et Molnar, 1979 ; Logatchev et Zorin, 1987 ; Baljinyam et al., 1993 ; Cunningham et al., 1996) font, par exemple, mention d'un événement tectonique majeur d'âge plio-quadernaire qui marquerait en Mongolie et dans la zone Baïkal l'arrivée du « front » de déformation lié à la collision Inde-Eurasie. Mais les arguments de terrain proposés ne sont pas toujours cohérents, ni étayés par des données précises, en particulier d'ordre stratigraphique. La connaissance de l'évolution de la déformation dans le temps et dans

l'espace reste néanmoins fondamentale pour tenter une corrélation entre les déformations en Asie centrale et la collision Inde-Eurasie.

Suivant les objectifs que nous avons fixé dans nos différents projets de recherche, nous avons commencé à établir un calendrier tectonique et à analyser la progression de la déformation dans le temps ainsi que ses interactions avec les structures héritées. Nous avons obtenu un résultat intéressant, mais ponctuel, sur la zone de Tunka en montrant le passage du régime en transtension au régime en transpression au Pléistocène supérieur-Holocène (Larroque et al., 2001) mais il est vite apparu, au cours de nos premières missions de terrain en Sibérie, la difficulté de travailler sur un calendrier de la déformation néogène et plus ancienne. En effet, si nous avons une idée assez précise sur le début du fonctionnement des zones de rifts (Baïkal, Tunka, Hovsgol) du fait de l'enregistrement sédimentaire, la question de l'âge des déformations compressives restait entièrement posée faute de marqueurs stratigraphiques et/ou de datation des surfaces morphologiques pour caler la chronologie des événements. Différentes possibilités s'offraient à nous : soit entreprendre un programme lourd de cartographie et de datations biostratigraphiques et radiométriques, soit travailler à partir de la morphologie et des datations par les méthodes de thermochronologie basse température (traces de fission et U-Th/He).

Compte tenu des conditions d'évolution géologique de la région en environnement continental, nous avons choisi la deuxième option. En effet, la région est caractérisée par la présence de larges surfaces plates perchées à environ 4000 m (le Massif d'Ih Bogd, par exemple). Ces surfaces soulevées sont interprétées comme les reliquats d'une ancienne surface de pénépléation mésozoïque ayant eu une extension considérable : de l'ouest de la Mongolie jusqu'au sud de la Sibérie (Baljinnyam et al., 1993). Les datations par trace de fission que nous avons pu réaliser confirment cette proposition avec un âge moyen traces de fission de 200 Ma pour les surfaces sommitales des massifs d'Ih Bogd et de Baatar et pour la plaine de la Vallée des Lacs (Jolivet et al., 2007 ; Figure III-19).

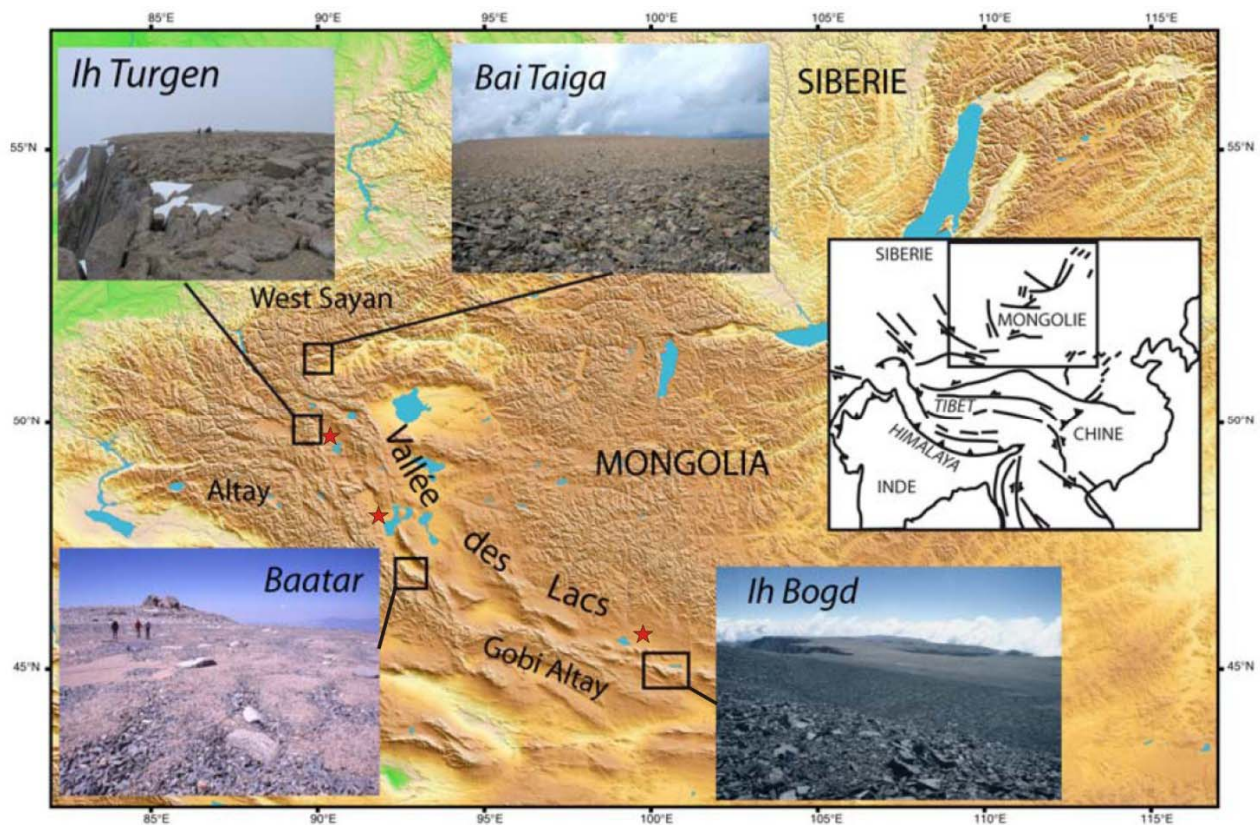


Figure III-19 : Topographie de la zone Mongolie-Sibérie, localisation et photos des principaux plateaux sommitaux (rectangles noirs) et des sites dans la Vallée des Lacs (étoiles rouges) retenus pour l'étude. Sur chacun des quatre sites nous avons procédé à au moins un échantillonnage sur un profil vertical d'environ 2000 m et une analyse détaillée des structures tectoniques pour caractériser le fonctionnement des failles et l'héritage structural (d'après Jolivet et al., 2007).

Nous sommes donc partis de l'hypothèse que cette surface régionale s'est développée lors de l'arasement des reliefs formés au Jurassique (Zorin, 1999). De nombreux indices de terrain ainsi que les datations traces de fission témoignent que cette surface n'a pas subi d'érosion significative, ni de mouvements tectoniques durant au moins 150 Ma. Les conditions exceptionnelles de sa préservation, y compris durant la surrection cénozoïque, en font une des plus vieilles surfaces d'érosion préservées au monde.

(Vassallo et al., 2007b) et par conséquent les mouvements verticaux qu'elle a subi au Cénozoïque représentent la totalité du soulèvement de la surface (England et Molnar, 1990), c'est-à-dire environ 2000 m.

A l'échelle de la région Sibérie-Mongolie, il est alors possible d'obtenir un calendrier de la déformation en quantifiant les taux de surrection et les âges de ces reliefs pour répondre aux questions suivantes : quel est l'âge de l'initiation des déformations cénozoïques dans les différents massifs du Gobi Altay à la plate forme sibérienne ? Existe-t-il des structures activées de manière précoce ou la déformation se propage-t-elle en séquence du sud vers le nord ?

Des études équivalentes à partir des traces de fission avaient déjà été conduites avec succès sur la bordure nord du plateau tibétain par Marc Jolivet (Jolivet, 2001 ; Jolivet et al., 2001) mais il nécessite des conditions strictes quand à la lithologie des roches échantillonnées (présence d'apatite obligatoire), au dénivelé des profils verticaux échantillonnés (au moins 2000 m) et à la présence de failles actives bien identifiées contrôlant la surrection du massif. L'analyse des images (MNT et landsat TM) dans le Gobi Altay, l'Altay et la chaîne de Sayan nous a permis de sélectionner les massifs les plus représentatifs respectant les critères d'analyse des traces de fission et les critères tectoniques. Au final, quatre sites ont été retenus ce qui est suffisant pour que le travail soit significatif et reste compatible avec les moyens que nous pouvions mettre en oeuvre (Figure III-19). Nous avons échantillonné les surfaces soulevées et étudié les différents massifs au cours des missions de 2003, 2005 et 2006.

Nous avons ainsi pu montrer que les plateaux ont été soulevés de façon diachrone : à partir de 5 ± 3 Ma dans le Gobi Altay (Massif de Ih Bogd ; Vassallo et al., 2007b ; Jolivet et al., 2007), entre 5 et 1 Ma dans l'Altay (Massif de Baatar ; Vassallo, 2006 ; Jolivet 2007) et probablement entre 1 et 2 Ma dans l'ouest Sayan (Massif de Bai Taiga ; Vassallo, 2006). Les contextes tectoniques permettant la surrection des massifs sont semblables : les reliefs se développent sous forme de pop-up au niveau des zones de courbures des grandes failles décrochantes telle que la faille de Bogd (Figure III-13) et la faille de Hovd (Figure III-20). Ces massifs sont bordés par des failles inverses qui fonctionnent sur le long terme à des vitesses identiques et permettent la surrection de la surface sommitale sans basculement. Ce dernier est certainement un facteur important pour la conservation des plateaux sommitaux car il empêche la mise en place d'un système de drainage qui disséquait rapidement la surface.

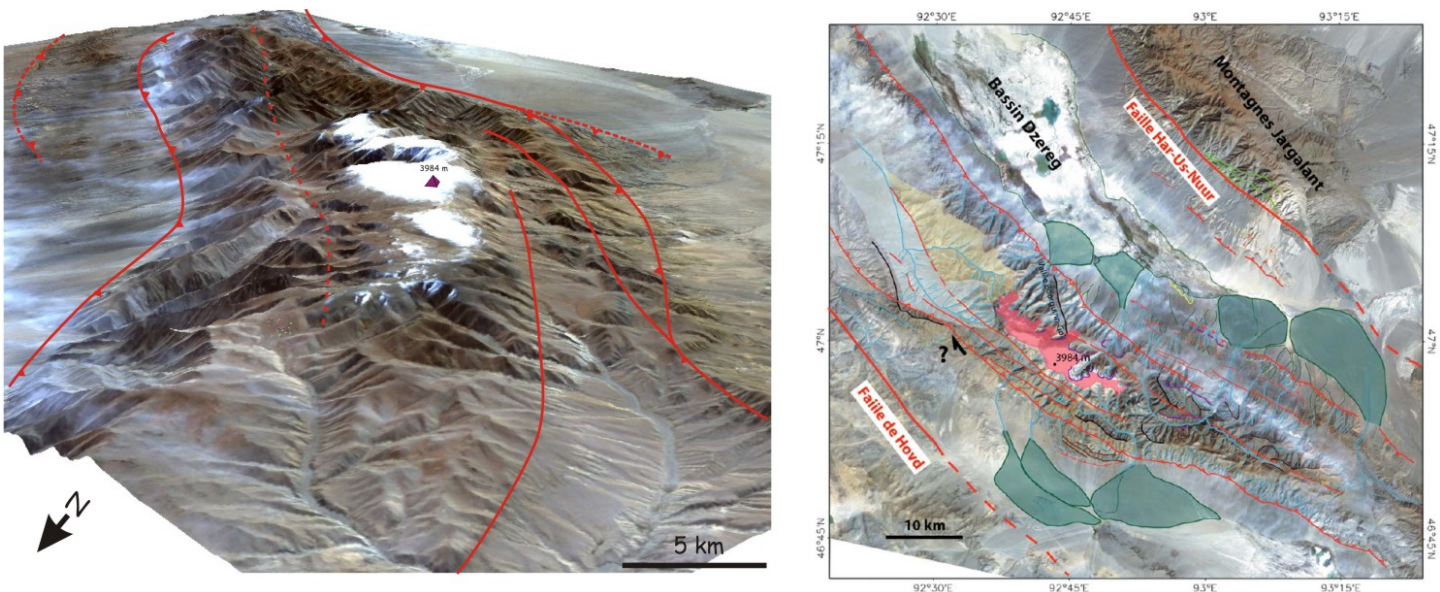
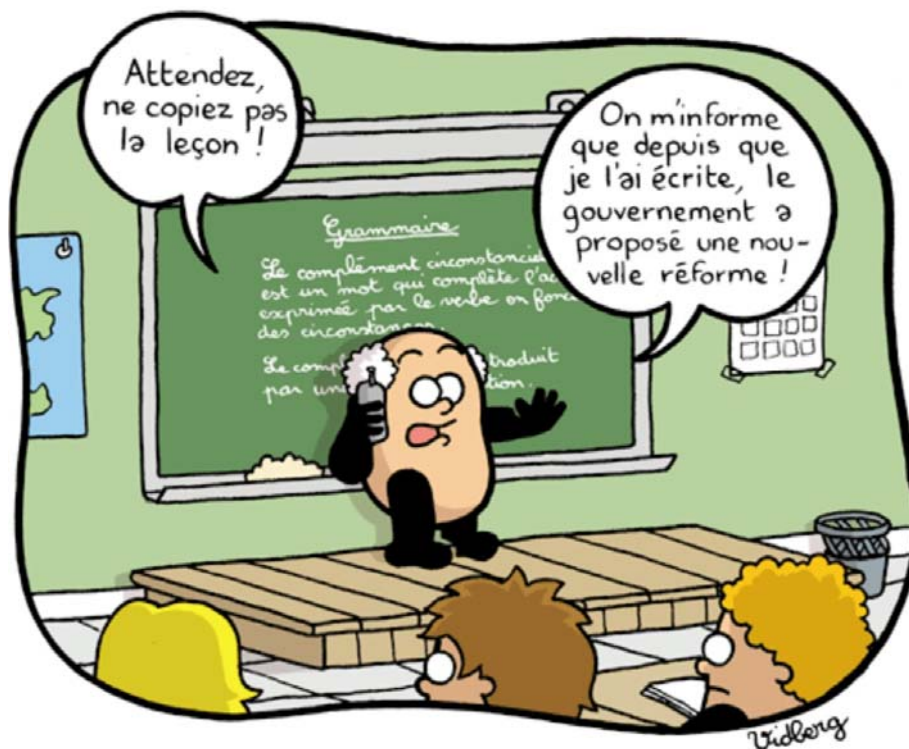


Figure III-20 : A, Vue 3D (Landsat TM et MNT srtm) du plateau sommital et des principales structures (faille de Hovd) à l'origine du soulèvement cénozoïque du Massif de Baatar. B, Image Landsat TM et interprétation morphologique du massif : plateau sommital (en rose), cônes alluviaux (en vert), vallées perchées (en jaune et gris).

Il semble donc que la déformation compressive cénozoïque se propage en séquence du sud vers le nord, depuis le Gobi Altay vers la chaîne ouest Sayan qu'elle atteint probablement vers 1 à 2 Ma. Cette dernière datation est cohérente avec les indices d'inversion des failles normales et décrochantes dans le Bassin de Tunka, d'âge pléistocène supérieur-holocène. Ce travail devrait encore pouvoir être affiné avec les résultats sur les massifs de Bai Taiga et d'Ih Turgén qui sont encore à l'étude et le complément prévu dans le Massif nord Tunka où la question de l'âge de ces reliefs se pose aussi : ils pourraient être anciens et en relation avec l'ouverture du Baikal dont on est très proche ou alors avoir un âge semblable aux reliefs de l'ouest Sayan.

ENSEIGNEMENT



L'enseignement c'est comme la recherche ça change tout le temps !

Depuis plus de dix ans mon activité d'enseignement, et l'administration qui s'y rattache, représentent la plus grande partie de mon temps de travail. Par conséquent, bien que ce ne soit pas l'objectif d'un mémoire d'HDR, j'ai tenu à aborder ce domaine de mon activité professionnelle. De plus, à un moment où les débats témoignent que, comme la recherche, l'enseignement universitaire est particulièrement mal mené (voir la lettre du 5 janvier 2009 de la Conférence des Présidents d'Université, <http://www.cpu.fr/Actualites.240.0.html>), il me semble important que les acteurs des formations puissent témoigner de leur expérience quotidienne.

J'ai découvert le métier de Professeur dans l'enseignement secondaire, en lycée et en collège. J'ai beaucoup appris durant ces années pendant lesquelles j'ai exercé dans des conditions me permettant d'apprécier les élèves et leur évolution au contact de l'école. J'ai ensuite été quatre années ATER puis PRAG, d'abord à l'Université de Nice – Sophia Antipolis, puis à l'Université de Reims – Champagne Ardenne. Dans l'enseignement supérieur, j'ai découvert un monde complètement différent avec un niveau de liberté laissant une place importante aux initiatives personnelles pour qui aime l'enseignement.

J'ai été recruté comme Maître de Conférences en 1997 à l'Université de Reims Champagne Ardenne avec un objectif principal : développer la préparation aux concours de recrutement des Professeurs de Sciences de la Vie et de la Terre. Je me suis bien sur pleinement investi dans cette responsabilité et en parallèle, j'assure aussi en Licence et Master 1 des enseignements qui complètent ceux effectués par les collègues du département des sciences de la Terre.

I. MON TRAVAIL ET QUELQUES POINTS DE VUE SUR L'ENSEIGNEMENT A L'UNIVERSITE.

A L'Université de Reims je participe à un enseignement général dans un département ayant une équipe pédagogique réduite (11 enseignants-chercheurs au département des sciences de la Terre). Cette situation impose une diversité des sujets à aborder car il n'y a pas de spécialiste pour chaque discipline et cela oblige les membres du département à sortir largement de leur domaine de compétence direct pour construire des cours d'intérêt général pour les étudiants.

Depuis 1997, j'assure en moyenne 250 h d'enseignement par an. J'ai eu la chance de pouvoir intervenir pour des cours magistraux, des TD et des TP en salle et sur le terrain, de la première année jusqu'au master. Cette diversité est évidemment très formatrice et ce n'est pas pour déplaire à un ancien professeur de l'enseignement secondaire. Depuis l'an 2000, nous avons décidé de renforcer la préparation à l'agrégation de SV-STU et j'ai concentré l'essentiel de mon emploi de temps sur la préparation aux concours.

A- Licence et master 1.

Le détail de mes responsabilités administratives et d'enseignement se trouve dans la *Cinquième Partie* (§ IV) du mémoire. Plutôt que de les répéter ici, je souhaite faire part de quelques réflexions sur l'organisation de l'enseignement à l'Université telle que je la perçois. Ces réflexions n'ont bien sur de valeur que par rapport aux situations que j'ai pu rencontrer depuis 10 ans. Les quelques lignes suivantes pourront sembler, d'une part bien péremptoires alors que mon expérience est limitée, et d'autre part assez triviales pour des familiers du système universitaire. Néanmoins l'attention que j'ai porté aux difficultés des étudiants, au fonctionnement quelques fois ubuesque de notre système et aux diverses vagues de réformes qui déferlent ces derniers temps me motivent pour écrire les dernières lignes de ce mémoire (que les rapporteurs veuillent bien m'en excuser...).

1. La semestrialisation

A la fin des années quatre-vingt dix, le ministère de l'enseignement supérieur a réformé le déroulement de l'année universitaire en imposant l'organisation semestrialisée. Un des arguments majeurs de cette réforme était la lutte contre l'échec dans les premières années. Pourtant de nombreux collègues expérimentés expliquaient alors que le problème n'était pas tant dans l'organisation mais surtout que le public arrivant à l'Université avait changé et que nos méthodes et nos moyens d'enseignement n'étaient plus adaptés. Après pratiquement 10 ans, la semestrialisation me semble avoir au moins une vertu : elle fait accomplir des prodiges aux collègues en charge des emplois du temps ! Mais qu'en est-il de l'amélioration des résultats aux examens ? Je n'ai vu aucune enquête indépendante et fiable sur ce point pourtant critique. Pour ma part, je ne constate aucune amélioration, au contraire, les conditions d'organisation des enseignements étant plus tendues, les premiers à en pâtir sont les étudiants. L'improvisation est permanente, les problèmes de gestion des salles et des emplois du temps sont devenus insolubles, il n'y a plus aucune

liberté pour adapter la progression de son enseignement. La course permanente aux salles, aux créneaux de cours et autres problèmes fait que c'est l'intendance qui domine la pédagogie alors que l'intendance devrait être au service de la pédagogie...

2. L'organisation L-M-D

En 2003, à l'occasion du passage au système européen des niveaux de diplômes (Licence/Master/Doctorat) les Universités françaises ont subi la plus importante réforme depuis 20 ans. Il ne m'appartient pas de commenter cette réforme globale, qui comporte de nombreux aspects positifs, mais comme « praticien de base » dans ce système je voudrais relever quelques points qui me semblent poser des problèmes :

- L'architecture des diplômes est devenue incompréhensible, à tel point que chaque université a mis en place, d'une part des structures d'accueil chargées d'expliquer aux élèves de terminale comment construire un cursus cohérent et/ou d'autre part un logiciel de simulation de parcours pour s'assurer que l'étudiant ne fasse pas fausse route... J'ai suivi plusieurs élèves désireux de s'inscrire à l'Université et je dois dire que l'expérience ne fut pas concluante. La multiplicité des unités d'enseignement et des types d'unités d'enseignements, qui se veut une richesse du système, ressemble plutôt à une complication inutile. Comme nous sommes tous convaincus qu'il faut toujours enseigner les fondements des disciplines, est-il vraiment impossible de construire des parcours simples et lisibles au moins au niveau licence, plutôt que de se cacher derrière un pseudo-modernisme aux « appellations complexifiantes » ?
- Le système proposé abouti à une parcellisation des enseignements. La multiplication des unités d'enseignement (là où il y avait une UE de 100 h, on en a créé 2 de 50 h, voir 4 de 25 h...) entraîne des problèmes importants de coordination, et même sur le fond des problèmes pédagogiques de contenu et de progression. De plus, sachant que la plupart des collègues doivent mener de front, préparation des cours, réalisation des cours, évaluation, administration, recherche et d'autres obligations encore, ils sont peu disponibles pour la concertation pédagogique alors que la complexité de ce système exigerait de consacrer un temps important à la coordination.
- La liberté laissée aux étudiants pour construire leur cursus au travers des modules « libres » ou « optionnels » ou autre dénomination a aussi d'importants effets pervers. En effet, nous savons tous qu'une grande partie des étudiants qui rentrent à l'Université sont rapidement en difficulté. Le système de choix qui leur est proposé devrait les responsabiliser mais il exige de leur part une grande maturité et une domination du sujet scientifique, ce que la plupart d'entre eux n'ont pas. Deux points me semblent problématiques : (i) de nombreux modules proposés en option sont assez « pointus » et n'assurent pas une formation générale et (ii) pour de nombreux étudiants le choix se résume souvent à privilégier les modules « les plus faciles », à partir du « bouche à oreille » et de l'analyse des résultats des examens des années précédentes. Ces deux points ne facilitent pas la construction d'un cursus solide et cohérent. Il est étonnant de constater que pour les meilleurs étudiants sortant des classes terminales, qui intègrent les classes préparatoires aux grandes écoles, le cursus est simple, complet et pré-établi, ce dont personne ne se plaint me semble-t-il. Je ne suis pas un défenseur du système des classes préparatoires, qui présente aussi ses défauts, mais le fait que les étudiants les plus en difficulté doivent d'abord déchiffrer notre « usine à gaz » me laisse perplexe...
- Il a été commenté par de nombreux collègues depuis une vingtaine d'années le fait que le public accueilli à l'Université a fortement changé. Une part importante de ce nouveau public est peu réactive à nos méthodes d'enseignement, qui elles sont restées inchangées. Les cours magistraux, en particulier, me semblent en décalage avec les possibilités d'assimilation de nombreux étudiants. Il serait bien préférable de travailler sous forme de TD, en petit groupe et en s'assurant de la participation réelle des étudiants au travail présentiel. Au sein d'une unité d'enseignement, 2 h de cours magistraux devraient suffire pour en présenter le programme, tout le reste étant réalisé en groupe réduit.

3. L'évaluation

J'ai toujours été stupéfait de constater que de nombreuses enquêtes font état des mauvais résultats dans les premières années universitaires et qu'aucune conclusion ne pointe le problème des modalités d'évaluation et de la préparation des étudiants. Les étudiants de première et deuxième année de Licence ne comprennent souvent pas à partir de quels types d'épreuves ils vont être jugés (c'est surtout vrai pour les examens écrits terminaux) et ils n'ont, bien souvent, aucun entraînement pour ces épreuves. Là encore il est étonnant de constater que les étudiants des classes préparatoires aux grandes écoles subissent chaque

semaine des entraînements aux épreuves écrites et aux épreuves orales, là où un étudiant universitaire subira une seule épreuve : l'examen final de l'unité d'enseignement.

Pour tenter de voir l'importance de ce problème, dans le cadre d'un module de deuxième année, j'ai mis en place une épreuve écrite « blanche » suivi d'une correction pour les étudiants volontaires avant les révisions pour l'examen écrit terminal. Bien que ponctuelle, l'aide a été réelle pour les 40% d'étudiants qui y assistaient. Ce système est resté en place trois ans mais il n'a pas été possible de l'officialiser faute de moyens suffisants.

Sur un autre point, à l'occasion de l'encadrement de stage de M1 ou de M2, nous constatons régulièrement que nombre d'étudiants ont des difficultés à rédiger mais combien d'examens ont-il passé sous forme de QCM durant leur formation ? De même, nombre d'étudiants ont des difficultés de présentation à l'oral mais combien d'épreuves orales ont-ils préparé durant leur formation ? Bref, il me semble que la stratégie d'évaluation et la préparation à cette évaluation est déficiente dans le cursus universitaire. Il y a beaucoup à faire pour améliorer la formation des étudiants dans ce domaine mais cela doit aussi passer par une formation des enseignants du supérieur avec les moyens nécessaires à la mise en place d'une véritable préparation à l'évaluation.

4. Des applications dans l'enseignement secondaire ?

Le projet de réforme du Lycée actuellement en discussion entre le ministère et les différents partenaires du système éducatif reprend un certain nombre des éléments d'organisation qui ont été instaurés à l'Université depuis plusieurs années. La réforme du Lycée est large et ne se réduit, bien sur, pas aux deux points que je mentionne ici :

- La semestrialisation devrait devenir le socle de l'organisation des enseignements,
- Les matières optionnelles vont être généralisés et occuperaient 30 à 40 % du total des enseignements.

J'ai suivi les débats concernant cette réforme et les arguments essentiels que j'ai entendu de ses promoteurs sont : (i) « on fait comme ça dans les autres pays européens » et (ii) « c'est le bon sens » (l'évocation du « bon sens » ne servant le plus souvent qu'à masquer le manque d'argument sur le fond et à couper court à toute discussion). Il est tout de même étonnant que ces éléments d'organisation qui posent de lourds problèmes à l'Université soient retenus comme des solutions pour l'enseignement secondaire. J'imagine que les problèmes actuels de l'Université ont été soigneusement analysés et que nous aurons intérêt à regarder comment ce système va se mettre en place pour trouver les solutions que nous sommes incapables d'imaginer dans l'enseignement supérieur.

5. L'évolution de l'enseignement pratique en Sciences de la Terre

Les sciences de la Terre sont une discipline réputée difficile. De nombreux étudiants sont déroutés par la diversité des échelles d'espace et de temps abordées, par les difficultés d'observation, par les modélisations et par la nécessité d'avoir des bases solides en physique, chimie et maintenant en informatique.

Les stages de terrain, qui en dehors de ce que nous pouvons sortir des tiroirs de nos salles de TP représentent le seul lien avec la réalité concrète. Ils sont malheureusement de plus en plus difficiles à justifier pour des raisons de budget. Par conséquent, le temps passé sur le terrain par les étudiants a été considérablement réduit depuis vingt ans au profit d'interventions en salle ou de séances de « réalité virtuelle ». Que penser d'un enseignement général de sciences de la Terre en filière BGSTU (Biologie Générale, Sciences de la Terre et de l'Univers) dans lequel on va expliquer les problèmes de viscosité de l'asthénosphère à des étudiants auxquels on n'a même pas montré une coupe de la croûte continentale et de la croûte océanique sur le terrain ? Je me suis retrouvé dans cette situation pendant quatre ans et je n'en pense pas de bien...

Les travaux pratiques d'une façon générale, et le terrain en particulier pour les géologues, sont un des fondements de nos disciplines. Je ne crois pas qu'on puisse intéresser les étudiants, et bien les former, sans cette approche de la réalité ; et sans cette approche on peut même se demander si il est encore utile d'enseigner la discipline ?

Une question similaire se pose au lycée : les enseignements de sciences de la Vie et de la Terre, comme ceux de physique-chimie, ont été récemment mis en cause et pourraient être significativement réduits dans les futurs programmes. Ces disciplines sont de grandes consommatrices de séances de travaux pratiques en groupes réduits et avec du matériel qu'il faut renouveler. Le problème budgétaire a été bien analysé et semble l'avoir emporté sur toute autre considération, en particulier sur l'aspect formateur de ces séances qui sont les seules où l'élève met « la main à la pâte » (Charpak, 1996 : ça c'est une référence question

pédagogie !) et peut être formé sur le double aspect pratique et théorique avec une continuité de l'Ecole à l'Université.

Bien sur on peut visiter une montagne, faire une dissection ou un montage électrique sur ordinateur mais la « virtualisation » des actions ne me semble pas permettre à l'élève et/ou à l'étudiant de s'approprier l'objet et la méthode, ni d'assimiler convenablement la démarche scientifique. J'ai eu l'occasion de faire quelques essais de Formation Ouverte A Distance (FOAD) et j'ai été surpris par l'« impression d'avoir compris » des étudiants qui se retrouvant quelques temps après devant le concret n'en étaient pas moins désemparés. Bien évidemment je ne crois pas qu'il faille rejeter l'usage des nouvelles technologies dans l'enseignement, bien au contraire, elles apportent un plus important lorsqu'elles sont utilisées en complément mais il est d'abord fondamental de « toucher », au sens propre, les sujets d'étude (plantes, animaux, roches, paysages...) et de ne pas en rester à un contact indirect. J'ai, de plus, la désagréable impression d'assister à une dérive vers le « virtuel » dans laquelle certains gestionnaires de budgets tentent de nous faire croire que ces méthodes peuvent remplacer le contact professeur/étudiant qui est le fondement même de la pédagogie active.

Il y aurait encore beaucoup de choses à dire sur le contexte de l'enseignement supérieur. Depuis de nombreuses années les rapports se succèdent sur l'« Université malade ». Des causes sont pointées du doigt et des solutions, souvent toutes faites (semestrialisation, orientation...), nous sont régulièrement proposées mais pour l'instant le remède efficace n'a pas encore été inventé... Néanmoins vu de l'intérieur, l'Université française est tout de même une machine extraordinaire et pleine de ressources car malgré tout elle fonctionne !! Et fort heureusement il en sort chaque année des jeunes diplômés compétents et reconnus dans une multitude de secteurs professionnels tant privés que publics.

B- La formation des professeurs en Sciences de la Vie – Sciences de la Terre et de l'Univers.

Le développement de la préparation au CAPES de SVT était la raison essentielle de mon recrutement à l'Université de Reims. Depuis dix ans, j'ai mené ce travail en parfaite entente avec mon collègue biologiste, et co-responsable de la formation, Jean-Louis Druelle. Le travail de responsable de préparation est exigeant mais les contreparties sont à la hauteur. Tout d'abord l'admission des candidats aux concours est bien sur la plus belle des récompenses pour les préparateurs et la diversité du travail d'organisation et du travail scientifique à fournir est elle aussi très stimulante. Enfin, au-delà des responsables, la réussite d'une telle formation est un travail d'équipe et rien ne serait possible, même si le parcours fût parfois mouvementé, sans l'adhésion des collègues, le soutien des deux départements de Biologie-Biochimie et de Sciences de la Terre et celui des instances dirigeantes successives de l'UFR Sciences Exactes et Naturelles et de l'IUFM.

1. La formation initiale et la préparation aux concours de recrutement

En refondant le cadre qui existait avant 1997, nous avons choisi d'organiser la nouvelle préparation comme une formation professionnelle, en la structurant à partir des programmes des concours et des recommandations du jury. Afin de ne pas réduire cette année de formation à la simple préparation des concours, j'ai aussi intégré un certain nombre d'obligations du métier de Professeur et stimulé les candidats pour une réflexion par rapport au public des élèves, en particulier lors des présentations de leçons orales. Tout ceci m'a conduit à imposer certains modes de fonctionnement dans l'équipe pédagogique qui n'étaient pas la règle auparavant et qui n'étaient pas non plus dans l'esprit de liberté des enseignements universitaires. Il a ainsi fallu batailler ferme pour obtenir une dotation horaire fixe d'une année sur l'autre, mettre en place un planning des interventions scientifiques dès le début de l'année où encore que les thèmes de ces interventions soient strictement limités aux thèmes des programmes des concours.

Un certain nombre de blocages administratifs ont limité l'évolution de la préparation pendant plusieurs années, comme l'existence d'une préparation au CAPES de SVT et d'une préparation à l'agrégation de SV-STU qui étaient séparées et toutes deux sous dotées en heures d'enseignement en comparaison des autres universités. En 2001, nous avons pu obtenir une convention entre l'IUFM et l'Université afin d'officialiser le fait que les étudiants s'inscrivent aux deux préparations et bénéficient ainsi des moyens mis en commun avec une double inscription à frais réduit.

Un travail important a également été accompli dans l'organisation matérielle : les étudiants bénéficient de deux salles de travail, une en biologie et une en sciences de la Terre (Figure IV-1). Nous avons aménagé ces salles spécialement pour leur permettre un travail en autonomie. La salle de sciences de la Terre leur donne ainsi libre accès à une bibliothèque de plus de 60 ouvrages, une cartothèque (plus de 30 cartes géologiques de France aux différentes échelles) et une lithothèque de plus de 80 échantillons de roches

avec microscopes polarisants, lames minces et fiches descriptives suivant la démarche de l'enseignement secondaire.



Figure IV-1 : Salle « Géologie » de la préparation à l'agrégation et au CAPES de Sciences de la Vie et Sciences de la Terre et de l'Univers. Cette salle du bâtiment de travaux pratiques de Sciences de la Terre permet aux étudiants de travailler en autonomie les bases de pétrographie et de cartographie ainsi que la consultation des principaux ouvrages de la liste bibliographique des concours.

L'un des points faibles de la formation reste que nous n'avons malheureusement pas réussi à mettre en place un stage de terrain pluridisciplinaire. Malgré plusieurs projets, et bien que ce soit la règle dans la plupart des autres Universités, il n'a jamais été possible de convaincre les directions successives de l'IUFM de débloquer le budget nécessaire.

De 1997 à 2006, nous avons pu limiter l'effectif de la préparation à 30 étudiants, effectif correspondant au maximum que nos moyens nous permettent d'accueillir dans de bonnes conditions de travail. Je crois que ce numerus clausus a été essentiel pour stimuler les étudiants durant leur formation initiale et pour éviter à certains de s'engager dans une impasse qui les aurait conduit de façon quasi certaine à l'échec.

L'année de préparation aux concours représente un travail très exigeant pour les étudiants. Les cours sont intenses et de nombreux points sont déstabilisant par rapport à leur formation initiale :

- La plupart des séances sont organisées sous forme de cours-TP intégrés durant lesquels l'étudiant a systématiquement 50% de séquences d'activité,
- le travail de synthèse des années de formation initiale doit être mené en grande partie personnellement,
- de nombreuses épreuves d'entraînement aux écrits et aux oraux les obligent à se « frotter » dès le début de l'année aux modalités des concours,
- la démarche pour les exposés oraux doit faire ressortir les capacités de manipulation et d'exploitation du concret (donc le côté naturaliste), les méthodes d'acquisition des données et la modélisation,
- l'attitude des étudiants doit être celle d'un futur professeur, c'est-à-dire volontaire, organisé et responsable.

Il faut bien dire que sur ces différents points nous avons rencontré des succès mitigés... Les évaluations a posteriori que nous recevons des étudiants montrent que s'ils n'apprécient pas vraiment cette pression, ceux qui arrivent à en tirer parti considèrent que ça les a mis sur la bonne voie.

De 1997 à 2008, les résultats de notre formation ont largement dépassé les espérances que j'avais en arrivant à Reims : au total nous avons plus de 130 admis sur 10 ans. L'essentiel des candidats ont été admis au CAPES mais nous avons régulièrement des admis à l'agrégation, dont 4 en option sciences de la Terre et de l'Univers. Compte tenu des moyens dont nous disposons pour préparer l'option STU, ce dernier résultat me fait particulièrement plaisir. Un autre résultat remarquable est de compter dans nos rangs la major du CAPES 2001 et la troisième du CAPES 2003. Tous ces points font que cette filière de formation est maintenant reconnue au niveau national et que nous avons eu plusieurs demandes pour que des préparateurs rémois intègrent le jury du CAPES et celui de l'agrégation.

2. La formation continue

En parallèle avec la formation des futurs professeurs, j'ai commencé à intervenir dans la formation continue des enseignants du secondaire, d'abord dans l'académie de Nice de 1992 à 1997, puis lors de mon arrivée à Reims. J'ai ainsi organisé plus de vingt journées de formation continue sur divers thèmes et j'ai participé directement à sept d'entre-elles.

L'organisation de ces interventions est souvent assez délicate car nombre de collègues y viennent chercher des cours « clés en main ». J'ai toujours refusé cette demande en privilégiant l'actualisation des connaissances en liaison directe avec les nouveaux programmes et en tentant de faire systématiquement intervenir des spécialistes afin que les professeurs puissent interagir avec les chercheurs qui font avancer les domaines en question.

C'était un travail intéressant et très complémentaire de la formation initiale de enseignants. Il me permettait d'avoir une vision assez générale des questions et des problèmes rencontrés, à la fois en début carrière et plus tard. J'ai toujours regretté l'impossibilité de mettre en place une formation continue avec une vision pluriannuelle et capable de proposer des séances théoriques, des séances pratiques et du terrain. J'ai fini par arrêter ce travail en 2005 en raison d'un fonctionnement au « coup par coup » qui ne me semblait pas compatible avec l'importance du sujet. On parle beaucoup de la nécessité de la formation tout au long de la carrière dans de nombreux corps de métiers, pour l'enseignement des disciplines scientifiques il est souhaitable que la formation continue bénéficie d'une meilleure considération de la part des structures qui l'organisent.

II. LA REFORME DE LA FORMATION DES PROFESSEURS DE LYCEE ET DE COLLEGE.

C'est avec satisfaction que j'ai vu arriver au printemps 2008 le projet de contractualisation des formations initiales des Professeurs dans les filières masters. A Reims, nous avions fait quelques propositions dans ce sens lors des deux précédents projets de contrats quadriennaux en 2003 et 2007 mais il fut malheureusement impossible d'aboutir à un projet acceptable par toutes les parties locales et le manque de précision au niveau national nous avait empêché de créer un parcours diplômant menant aux concours de recrutement.

A l'automne 2008, la réforme de la formation des Professeurs de Lycée et de Collège (PLC), proposée conjointement par le Ministère de l'Enseignement Supérieur et le Ministère de l'Education Nationale, suscita, dans de nombreuses universités, une opposition de vue très nette sur le contenu des projets entre les IUFM d'une part, et les départements d'enseignement des UFR (qu'ils soient scientifiques ou littéraires) d'autre part. Par endroit cette opposition est même devenue un conflit ouvert, les conseils d'Université ayant alors la charge de trancher entre les projets proposés. Cette opposition a plusieurs origines : sur la forme chaque composantes, IUFM et UFR, souhaite clairement avoir le contrôle de ces formations et sur le fond, il y a une vraie divergence de vue sur les contenus de la formation au métier de Professeur.

Concernant le fond, j'ai été surpris de la teneur des discussions et j'ai redécouvert des échanges et des argumentations que j'avais déjà entendu au début des années quatre vingt dix alors que j'étais jeune professeur de l'enseignement secondaire. Je commençais un DEA et René Blanchet, l'un des fondateurs des IUFM, était un de mes professeurs. Comme il était assez impliqué dans la mise en place de ces Instituts j'en avais suivi quelques péripéties. Les IUFM succédaient aux Ecole Normales d'Instituteurs et aux Centres Pédagogiques Régionaux pour la formation des professeurs de lycée et de collège et ils devaient aussi intégrer la préparation des étudiants au CAPES. De rudes « combats » s'étaient alors déroulés entre les tenants du « tout pédagogique » et les orthodoxes du « pur scientifique » dans la formation des Professeurs.

A- Le nouveau projet du Ministère de l'Education Nationale est-il une révolution de la formation des Professeurs de Lycée et de Collège ?

Je n'ai pas de vision plus pertinente qu'un autre sur cette question néanmoins, formateur depuis plus de dix ans et ancien professeur de l'enseignement secondaire (avec une expérience modeste certes mais une expérience tout de même !), je me suis senti très concerné par ce débat d'autant plus que j'ai gardé un contact direct avec nombre de professeurs de lycée et de collège au travers de la formation continue et d'opération comme le « sismos à l'école » entre autre. Le point de vue que j'exprime ici est fortement teinté par ma discipline, les sciences de la Vie et de la Terre, qui présente un champ scientifique très vaste et qui est certainement celle dont l'évolution des programmes dans l'enseignement secondaire est la plus rapide et la plus large depuis trente ans (introduction de l'immunologie, de l'évolution « moléculaire », de la tectonique

des plaques, de la climatologie, de l'astronomie, entre autres...) ce qui impose des acquis scientifiques de haut niveau pour maîtriser à la fois les connaissances « classiques » et les aspects récents de la recherche qui ont été transposés aux programmes de l'enseignement secondaire.

Le contenu de la formation des Professeurs et leur mode de sélection sont commentés dans des montagnes (pas au sens géologique...) de livres, c'est donc certainement un sujet intéressant. A mon sens, dans l'enseignement secondaire, un professeur est d'abord un professeur de « quelque chose » ; la connaissance d'une discipline (mathématiques, lettres...) est donc l'« âme » de son métier. Un professeur de sciences de la Vie et de la Terre, par exemple, est un scientifique. Un scientifique qui a pris la voie de l'enseignement soit, mais d'abord un biologiste et un géologue, avec non pas un niveau scientifique de spécialiste, mais avec des connaissances suffisantes pour dominer la discipline qu'il va enseigner et en suivre les évolutions futures. Ensuite, mais seulement ensuite, c'est un professionnel qui va posséder les outils, les savoir-faire et le sens de l'écoute de son public, indispensables pour faire passer les connaissances et les méthodes de travail chez les élèves. Le Professeur doit être capable de maîtriser ces deux facettes du métier.

Dans le cadre de la présente réforme, les projets de master « enseignement » qui ont été proposés mi-octobre 2008 par de nombreux IUFM (on peut généraliser car ces projets étaient assez semblables) étaient à plus de 80 % axés sur les méthodes d'enseignement et la connaissance du système éducatif au sens large. Ces projets étaient donc très fortement teintés « Sciences de l'Education ». Il n'est pas question de nier l'importance de l'apport de ces disciplines à la compétence professionnelle des futurs professeurs mais il m'est apparu, comme à la plupart des collègues, que ces propositions étaient très éloignées des besoins des professeurs de SVT et des professeurs du domaine scientifique en général. Les discussions qui se sont engagées entre les différentes parties ont montré que deux conceptions de la formation des professeurs perdurent. Un exemple démonstratif m'est resté : durant une réunion où je tentais d'expliquer que le projet proposé par notre IUFM conduisait à enlever plus de 80 % (c'est-à-dire en gros 800 h) de formation scientifique aux futurs professeurs sur les deux années de master 1 et 2, on tenta en retour de me persuader que ce n'était pas un problème car, avec ce projet, le futur professeur serait informé des particularités des publics en difficulté et de l'histoire du système éducatif... Les débats tournèrent bien vite « en rond ».

L'un des points d'ancrage des IUFM dans ces discussions fut le référentiel de compétences du Professeur, publié quelques mois plus tôt par le Ministère de l'Education Nationale, dont je ne donne ici que les têtes de chapitre (<http://www.education.gouv.fr/bo/2007/1/MENS0603181A.htm>, voir annexe 3 - chapitre 3) :

- Agir en fonctionnaire de l'Etat et de façon éthique et responsable,
- Maîtriser la langue française pour enseigner et communiquer,
- Maîtriser les disciplines et avoir une bonne culture générale,
- Concevoir et mettre en œuvre son enseignement,
- Organiser le travail de la classe,
- Prendre en compte la diversité des élèves,
- Evaluer les élèves,
- Maîtriser les technologies de l'information et de la communication,
- Travailler en équipe et coopérer avec les parents et les partenaires de l'école,
- Se former et innover.

En voyant le détail de cette énumération présentée comme une vision « quasi-révolutionnaire » du métier j'ai été surpris et je me suis demandé ce que nous faisons depuis 10 ans... Les préparations aux concours (année PLC1), les concours et les formations professionnelles (année PLC2) en SVT étaient-elles totalement obsolètes et inadaptées ? Rempli de doute, je me suis renseigné auprès de l'« employeur » (IPR et IG de la discipline) : des critiques sont bien sûr formulées sur le système actuel, et des critiques importantes, mais sur le fond il n'y a pas de remise en cause majeure et, depuis des années, les professeurs admis aux concours puis formés pendant l'année de PLC2 donnent globalement satisfaction une fois en poste.

Ce référentiel de compétence reprend bien l'essentiel des objectifs que nous fixons aux étudiants durant les deux années de formation PLC1 et PLC2. De même, le cadrage des nouveaux concours proposés par le Ministère de l'Education Nationale début octobre 2008 ne change rien pour l'agrégation et garde le même esprit pour le CAPES (à ceci près que les épreuves scientifiques sont diminuées au profit d'une nouvelle épreuve orale fondée sur la connaissance du système éducatif). Bref, pas de quoi, semble-t-il, entamer la « révolution » prônée par certains. J'ai plutôt l'impression qu'on reformule ce qui a toujours été la préoccupation des formations de Professeurs depuis des années, avec peut-être plus ou moins de succès bien sûr. Sur le fond, je vais montrer qu'il en va tout autrement.

B- La formation des Professeurs : qu'en pensent les intéressés ?

A l'occasion des débats engagés au sujet de cette réforme les différentes parties ont eu beaucoup tendance à faire parler les absents (*i.e.* les jeunes professeurs). J'ai décidé de contacter nos anciens étudiants, lauréats des concours et en poste depuis quelques années, afin d'avoir leur avis à posteriori sur leur formation. Il m'a semblé vraiment intéressant de questionner des collègues ayant une certaine expérience car eux seuls peuvent juger avec le recul suffisant la formation qu'ils ont reçue. Pour ma part, je reste assez méfiant sur les réponses formulées par les étudiants au sortir de leur formation car je ne suis pas certain qu'ils aient, sur le fond, la capacité d'analyse.

Sur les trente deux collègues contactés seulement dix sept ont pu répondre dans les temps. Ces réponses n'ont bien sur aucune valeur de sondage, et en ce sens le titre de mon paragraphe est abusif, mais elles constituent tout de même un avis direct de professionnels concernés. En regardant l'ensemble des réponses aux questions, je constate que globalement les collègues qui ont répondu sont assez satisfaits de la formation qu'ils ont reçue pour la préparation des concours (PLC1). Le jugement est plus mitigé pour l'année de formation professionnelle (PLC2). Il me semble nécessaire de tempérer cette différence par le fait que le professeur titulaire aura forcément tendance à être indulgent avec la formation aux concours puisqu'il a été admis à ce concours, alors que ce même professeur rencontre forcément des difficultés dans son métier qu'il a en partie tendance à mettre sur le compte d'une formation professionnelle qu'il juge insuffisante. L'ensemble des réponses atteste que ces professeurs qui ont répondu pensent être plutôt bien formés en suivant le système actuel.

Quelques points qui me semblent essentiels (annexe IV-1) :

- L'opinion de ces professeurs en poste depuis quelques années est contraire à une idée répandue chez les étudiants en formation initiale qui pensent souvent que le niveau scientifique exigé pour être admis au CAPES et/ou à l'agrégation est trop élevé par rapport à ce qu'ils auront à enseigner dans les classes. Les réponses aux questions 1 et 2 sont sans équivoques de ce point de vue.
- Pour une forte majorité, la formation qu'ils ont reçue, sur le fond comme sur la forme, pendant l'année de préparation des concours les aide dans leur travail de professeur (questions 3 et 4).
- La plupart sont « à l'aise » avec les thèmes scientifiques abordés dans les programmes mais certains expriment tout de même des difficultés (question 5).
- La plupart estiment aussi que les épreuves du concours sont à même de les sélectionner suivant les capacités attendues d'un futur professeur (question 6). J'ai été surpris de cette réponse, je ne veux pas porter de jugement sur l'avis de mes collègues mais pour le CAPES, les épreuves ne me semblent pas suffisamment nombreuses pour atteindre ce but. Le plus grand nombre d'épreuves à l'agrégation, et en particulier la leçon de spécialité, permettent sans doute un meilleur jugement des capacités pédagogiques des candidats. En tout cas les épreuves des concours actuels ne sont pas jugées comme totalement déconnectées du métier.
- Une majorité estime aussi avoir des acquis suffisants pour suivre l'évolution de leurs disciplines scientifiques (question 10). C'est un point majeur pour les SVT car les résultats de la recherche sont, dans certains cas, assez rapidement intégrés dans les programmes de l'enseignement secondaire en particulier lorsqu'ils intéressent directement l'Homme et/ou son environnement. On mesure, sur ce point, l'importance de la formation initiale pour que le professeur ne soit pas dépassé par son enseignement au bout de quelques années mais aussi l'importance de la formation continue qui devrait régulièrement apporter des compléments et des mises à jour en relation avec les programmes.
- Le détail des réponses sur l'année de formation professionnelle (PLC2) est pour moi plus difficile à analyser car je n'y participe pas. J'y retrouve néanmoins certains des travers que j'avais ressenti il y a vingt ans avec des interventions théoriques souvent très éloignées du métier et peu formatrices pour un public de jeunes professeurs n'ayant pas le vécu professionnel nécessaire pour analyser ces propos (question 15).
- Les stagiaires comme les jeunes professeurs portent une appréciation particulièrement bonne sur les enseignements des professeurs associés qui travaillent en temps partagé entre un établissement scolaire et l'IUFM. Ces collègues ont un discours particulièrement convainquant sur les aspects concrets du métier et leurs interventions sont jugées comme un des points forts de la formation PLC2.
- Les attentes fortes vis-à-vis de la formation professionnelle sont légitimes mais certainement un peu irréalistes. De nombreux collègues souhaitent des « recettes » qui leur permettraient de surmonter les difficultés qu'ils rencontrent dans leur enseignement au quotidien. Il est bien évident qu'il y a des

éléments théoriques à connaître avant de rentrer dans le métier et que nombre de conseils, que ce soit en didactique ou dans la connaissance des publics, peuvent être donnés à priori mais le plus souvent seule l'expérience et le travail en situation réelle permettent au professeur d'ajuster sa stratégie et de développer ses savoir-faire. Ce point est à peu près unanimement reconnu par l'ensemble des collègues qui considèrent que l'essentiel de leur formation professionnelle tient dans le stage en responsabilité durant lequel ils travaillent : (i) comme seul professeur dans une classe, (ii) pendant une année et (iii) avec une analyse de leur pratique en concertation avec un tuteur et les formateurs de l'IUFM. Ces trois conditions étant jugées indispensables pour un stage de formation professionnelle qui apporte réellement une formation de qualité.

Il faut bien sur relativiser ces réponses et les interprétations que j'en propose car le questionnaire a été fait à la hâte et, tant la réflexion des questions, que « l'échantillon » des collègues ayant répondu n'ont rien de rigoureux. Je n'ai aucune idée sur le niveau de généralisation possible néanmoins ces réponses sont à considérer comme des témoignages directs et sans tabous. Il est intéressant de noter que certaines réponses vont à l'encontre des discours officiels du Ministère de l'Education Nationale tendant à discréditer les formations de professeurs actuelles. Enfin, quelques soit les éléments positifs mentionnés par les collègues de nombreux points de la formation des Professeurs de Lycée et de Collège peuvent et doivent être améliorés.

C- Le nouveau projet : amélioration ou dégradation de la formation des professeurs ?

De multiples propositions ont été faites pour réformer ces formations, par exemple la mise en place d'une deuxième année de formation professionnelle en alternance entre l'IUFM et un poste en établissement scolaire, un PLC3 en quelque sorte. En effet, compte tenu de la complexification croissante des conditions de travail, une entrée plus progressive dans le métier serait un des moyens permettant d'éviter les échecs de début de carrière. Cette option semble aussi aller dans le sens de la demande de la plupart des jeunes professeurs (réponses aux questions 11, 12 et 13 ; annexes IV - 1). D'autres propositions récentes ont aussi été formulées par l'Académie des Sciences (http://www.academie-sciences.fr/actualites/textes/formation_13_11_07.pdf).

Pour les professeurs de lycée et de collège, le projet proposé en 2008 par les ministères de l'Education Nationale et de l'Enseignement Supérieur va dans un tout autre sens. En effet, le schéma général retenu initialement implique un resserrement de la période de formation : la formation scientifique et la formation professionnelle doivent tenir en totalité dans les deux années du master. Ce point essentiel a soulevé des réticences unanimes de la part de l'ensemble des formateurs, toutes disciplines confondues.

Pour les sciences de la Vie et de la Terre, le choix est rude car il ampute la formation scientifique des futurs professeurs d'une année complète (entre 600 et 1000 h d'enseignement en moins suivant les Universités). Ce point est souvent mal compris car légalement l'inscription au concours du CAPES est accessible aux titulaires d'une licence mais ça ne signifie en rien que le niveau licence soit suffisant pour acquérir l'ensemble des connaissances nécessaires au futur professeur. Depuis plus de vingt ans le niveau maîtrise (master 1 maintenant) suivi d'une année de préparation (équivalent d'un master 2) est requis pour avoir le niveau scientifique suffisant afin d'enseigner les sciences de la Vie et de la Terre en collège et en lycée. Ce point fondamental n'est pas une coquetterie de la discipline mais une nécessité compte tenu de l'étendue des savoirs nécessaires. Les avis formulés par la plupart de nos jeunes collègues témoignent en ce sens (réponses aux questions 1, 2, 5, 9 ; annexe IV-1).

La complexité vient du fait que dans le système des formations PLC actuelles les situations sont diverses en fonction des disciplines. Dans certains cas les progrès de la recherche ont été considérables ces trente dernières années et les résultats de cette évolution se retrouvent nécessairement en partie dans les programmes de l'enseignement secondaire. Comme je l'ai mentionné, tant pour la biologie que pour la géologie, l'évolution est telle, que quelque soit l'Université de formation, un étudiant de niveau licence, et même master 1, n'a pas acquis l'ensemble des connaissances scientifiques de base qu'il aura à enseigner durant sa carrière de professeur dans l'enseignement secondaire. Or l'ancien système de formation assurait une certaine souplesse car les étudiants se présentaient aux concours après avoir acquis le niveau scientifique nécessaire : une année de préparation après le master 1 pour le CAPES de SVT et une année de préparation après la licence pour le CAPES de mathématiques, par exemple. Ainsi, dans tous les cas l'adéquation était bonne et la formation satisfaisante pour chaque discipline. Le nouveau système est plus rigide car il a été construit sous l'impulsion de deux « fausses bonnes idées » : le dogme de l'homogénéisation (ça doit être pareil pour toutes les disciplines) et la suffisance du master (toute la formation scientifique et professionnelle doit se faire en deux ans). Ce problème traduit un manque de connaissance et d'imagination dans la conception du projet de réforme.

La part des enseignements scientifiques dans le contenu des nouveaux masters « enseignement » est un élément majeur des discussions que nous avons eu à propos des projets proposés par les IUFM car la plupart des responsables de formations pensent qu'il faut savoir de quoi on parle avant de savoir comment on va en parler. Par la réduction du nombre d'heures de formation qu'il impose, le projet actuel entraîne l'exclusion de pans entiers de connaissances pourtant indispensables aux futurs professeurs. Comme je l'ai expliqué précédemment cette réduction touche particulièrement les sciences de la Vie et de la Terre (mais pas seulement) et les capacités scientifiques des professeurs de la discipline en seront fortement diminuées.

Pour la formation professionnelle, le nouveau projet prévoit la suppression du stage en responsabilité annuel. Durant cette année de PLC2 les professeurs stagiaires sont responsables d'une ou deux classes pour un enseignement de 8 heures hebdomadaires. Deux points essentiels assurent la qualité de la formation professionnelle : (i) le fait d'avoir une classe en pleine responsabilité et (ii) sur une année avec un horaire réduit. Cela permet au jeune professeur un investissement complet dans l'apprentissage et enfin le suivi par un tuteur expérimenté assure l'acquisition des savoir-faire et l'analyse des pratiques pour cibler ce qui fonctionne, comprendre ce qui ne fonctionne pas et apprendre à travailler avec les élèves. J'ai vécu ce stage lorsque j'étais moi-même en formation et je peux dire que je lui dois l'essentiel de mes capacités professionnelles d'enseignant. Sur ce point encore les discussions avec les jeunes professeurs attestent que cette mise en responsabilité totale et sereine est l'élément incontournable de leur formation professionnelle (réponses à la question 16, annexe IV-1). La démarche pédagogique ne se développe pas en suivant des cours magistraux mais en mettant les mains « dans la pâte ». Malheureusement aucun des dispositifs prévus dans les nouvelles formations ne peut remplacer le stage en responsabilité. Les quelques stages d'« observation » et le stage dit de « pratique accompagnée » (de deux fois 108 h au maximum et sans doute beaucoup moins dans la réalité) ne permettront en aucun cas de développer les savoir-faire à la hauteur de ce qui est nécessaire pour aborder le métier dans les conditions actuelles. Nous sommes donc dans une situation paradoxale : on demande aux Universités de mettre en place une formation professionnelle dans laquelle la partie essentielle de la professionnalisation est supprimée ! De ce point de vue le projet présenté est effectivement une révolution...

Mais pourquoi une telle atteinte à la qualité de la formation professionnelle ? La réponse est sans doute multiple : d'une part réduire la formation professionnelle et l'intégrer dans le cursus étudiant permet de faire des économies importantes (la partie comptable l'emporte, là encore, sur le fond de la formation), d'autre part des « visions idéologiques » semblent dominer la pensée de certains collègues décideurs en la matière. En effet, que pensez de la façon dont la formation professionnelle est considérée par les auteurs de cette réforme lorsqu'on lit dans une circulaire officielle (« Offre de stage pour les étudiants en master se destinant aux métiers de l'enseignement » du 12 mars 2009) que « dans le second degré, ils (les stages de formation de M2) serviront pour pourvoir aux remplacements prévisibles, en particulier la formation continue et aussi pour le renforcement de l'offre d'enseignement dans le cadre du projet d'établissement »...

En fonction de tous ces éléments, mon point de vue est que tant sur le plan « scientifique » que sur le plan « apprentissage du métier » la réforme proposée, dans ses modalités actuelles (printemps 2009), conduit à une dégradation importante de la formation des professeurs de lycée et de collège et des conditions de cette formation. Ce point de vue peut sembler un peu « étroit » au regard de l'ampleur de la réforme : je ne peux bien sûr me prononcer que pour la partie que je connais alors que la réforme intéresse aussi les autres métiers de l'enseignement tel que les professeurs des écoles. Quoiqu'il en soit et en dépit des arguments utilisés par ses promoteurs (<http://www.education.gouv.fr/cid23462/la-nouvelle-formation-des-maitres.html>), qui parlent de « modernisation », de « revalorisation »..., rien de tout ceci ne me paraît recevable et leurs discours me semblent relever de la « communication » plutôt que d'une analyse sérieuse de la question. Il est fort probable, comme le note les présidents d'Universités dans leur lettre du 5 janvier (<http://www.cpu.fr/Actualites.240.0.html>), que les objectifs de cette réforme sont en réalité ailleurs...

Et pourtant de nombreuses propositions de réforme ont été faites depuis longtemps par les acteurs des formations. C'est le cas en particulier en ce qui concerne la progressivité de la formation pré professionnelle qui devrait commencer dès la première année de master et être organisée non plus comme une succession à la formation disciplinaire mais en complémentarité avec elle.

A l'aune de ce que nous sommes en train de déconstruire au travers de cette réforme je mesure deux choses : (i) la chance que j'ai eu de faire mes études à une époque où, tant du point de vue scientifique que du point de vue professionnel, j'ai pu bénéficier d'une formation gratuite et de qualité et (ii) la responsabilité que je prends en participant à la dégradation d'un système plutôt qu'à son amélioration. Cette opinion est bien sûr celle d'un moment difficile, il ne reste qu'à espérer que la pente sera progressivement remontée si la volonté de redonner une ambition à l'Education Nationale refait surface un jour ou l'autre. La conclusion assez « pompeuse » de ce chapitre n'est que le reflet du désarroi de nombreux responsables de formation

investis dans leur métier et qui ont du mal à assumer un projet qu'ils jugent, de façon unanime, comme mauvais.

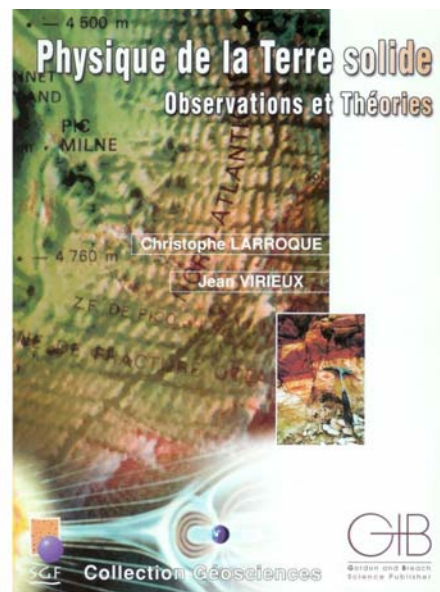
III. LE LIVRE « *PHYSIQUE DE LA TERRE SOLIDE : OBSERVATIONS ET THEORIES* ».

Après ma thèse je suis resté en poste trois années comme ATER à l'Université de Nice – Sophia Antipolis. Parmi les enseignements qui me furent confiés, j'ai eu la charge de remplacer Jean Virieux (nommé à l'IUF) pour les cours de géophysique des premières années de Licence. Ce ne fut pas une tâche facile car il me fallu créer de toutes pièces une quarantaine d'heures de cours dans un domaine pour lequel je n'avais pas de formation. Ces cours devaient assurer une initiation aux différentes disciplines de la géophysique pour des étudiants principalement « géologues ».

Compte tenu de ma faible expérience dans le domaine, j'ai choisi de présenter la géophysique avec une approche « naturaliste » en partant des observations, puis en montrant les outils de mesure et les corrections et enfin les résultats obtenus ainsi que, de façon simple, les interprétations et les modélisations. Cette approche n'était pas classique dans les enseignements de géophysique ; elle présentait l'avantage de rendre plus accessible la discipline à des étudiants non physiciens mais elle avait l'inconvénient de ne pas développer les aspects quantitatifs et le traitement des données. Ces deux aspects essentiels de la géophysique étaient néanmoins abordés ultérieurement dans le cursus pour les étudiants allant vers une spécialisation en sciences de la Terre.

Les discussions avec de nombreux collègues d'autres universités m'avaient alors convaincu que les difficultés que je rencontrais dans la construction de ces cours étaient largement partagées par nombre de géologues devant enseigner la géophysique. Mon collègue Jean Virieux eu alors l'idée de faire un livre d'enseignement qui suivrait cette approche. En effet, à l'époque l'offre d'ouvrages d'enseignement était restreinte à des livres assez spécialisés et aucun ne présentait de façon simple et générale les bases de l'ensemble des disciplines de la géophysique.

Figure VI-2 : La couverture du livre et sa célèbre tranche. Cherchez la faute que finalement peu de personnes ont vu...



Nous nous sommes alors lancés dans une aventure qui allait durer quatre ans... En dehors des péripéties d'édition, passer d'un cours (fut-il rédigé) à un livre n'est pas simple et de plus la collaboration entre un géophysicien et un géologue demande à chacun de faire des compromis qui nécessitent des discussions ! Notre objectif fut d'emblé de construire l'ouvrage comme un cours avec une démarche et une progression à destination des étudiants de licence et des enseignants. Le livre fut publié en 2001 (Figure IV-2 ; annexe IV-2) par les éditions Gordon and Breach – Science Publisher dans la collection « Géosciences » co-produite par la Société Géologique de France. Il en a été tiré 1500 exemplaires qui ont été vendus en quelques années. Huit ans après, les critiques positives que nous avons reçu nous encouragent à reprendre ce document afin d'en corriger les imperfections et à l'actualiser. Pour l'avenir nous avons fait le choix d'en éditer une version électronique sous la forme d'un « wikibook » qui devrait être mis en ligne en 2010. Nous

avons choisi cette forme d'édition afin de mettre ce travail à disposition du maximum d'étudiants. En outre cela nous permettra d'améliorer en continu le contenu de l'ouvrage et d'interagir directement avec les collègues souhaitant nous proposer des contributions.

IV. LE PROGRAMME « SISMOS A L'ECOLE ».

Depuis plusieurs années les scientifiques sont inquiets de voir la baisse de l'intérêt des jeunes pour les disciplines scientifiques. Cette baisse est une réalité qui se mesure par la chute des effectifs dans les filières de l'enseignement supérieur. Le paradoxe est souvent noté en comparaison de l'enseignement secondaire dont les effectifs sont stables dans ces filières mais chacun sait que le maintien des effectifs des classes scientifiques en lycée est un leurre puisqu'une grande partie de ces élèves ne poursuivent pas d'études supérieures scientifiques.

Les premiers responsables en sont probablement les scientifiques eux-mêmes. Nos enseignements sont souvent trop conceptuels (je ne reviendrai pas sur la situation du géologue expliquant l'importance de la viscosité de l'asthénosphère à des étudiants qui ne verront même pas une coupe de la croûte continentale sur le terrain durant quatre années d'étude...) et leur intérêt est difficile à percevoir pour la majorité des étudiants. De nombreux collègues ont réfléchi à cette question et proposent des solutions pour motiver les jeunes aux matières scientifiques. Le cas le plus remarquable est bien sur le programme « la main à la pâte » lancé par Georges Charpak dans les années quatre vingt dix à destination de l'école primaire (Charpak, 1996).

A une échelle plus modeste, le projet « sismos à l'école » permet de mettre les élèves au contact direct de la démarche scientifique (collecte des données, traitement, interprétation) avec comme objectif de les motiver et de les orienter vers des études scientifiques. La première phase de ce projet a été lancée en 1996 dans l'Académie de Nice par Jean Virieux, sous le nom « sismo des écoles » avec le soutien du laboratoire Géosciences Azur et du Conseil Général des Alpes Maritimes (Virieux, 2000 ; Bérenguer et Virieux, 2006). Il a largement évolué depuis et en 2006 c'est devenu une action du dispositif d'initiative ministériel « sciences à l'école » (<http://www.sciencesalecole.org/>).

A- Le principe du programme « sismos à l'école ».

Il s'agit de mettre en réseau des établissements scolaires équipés de stations sismologiques à vocation éducative. L'enregistrement des séismes locaux et des télé-séismes alimente une base de données en ligne (<http://edusismo.org>), véritable centre de ressources sismiques et point de départ d'activités éducatives et scientifiques utilisant les nouvelles technologies de l'information et de la communication.

La gamme des activités possible est très variée, depuis la simple utilisation des données d'actualité par les professeurs dans le cadre de leurs cours, l'utilisation des données par les élèves de lycée pour des Travaux Pratiques Encadrés (TPE) et jusqu'au travail volontaire de groupes d'élèves dans le cadre d'ateliers scientifiques en collège et en lycée.

Ce programme permet des ouvertures thématiques très larges compte tenu de son implication vers les nouvelles technologies de communication et d'information, de sa dimension éducative (sensibilisation aux risques naturels, à l'environnement et à l'aménagement du territoire), de son contenu scientifique (instrumentation et mesure, sciences de la Terre, physique, géographie) et de son importance à l'échelle régionale, nationale et internationale (mise en réseau des établissements scolaires). La notion de mise en réseau des données et de collaboration entre « élèves-chercheurs » est un élément essentiel du projet. Elle démontre aux élèves l'importance de la mutualisation et du travail en équipe (à l'échelle de leur établissement comme à l'échelle du réseau « edusismo ») pour résoudre les questions scientifiques. De nombreuses pistes peuvent ainsi être explorées par les équipes pédagogiques et viennent enrichir le dispositif commun (Bérenguer et al., 2006).

De 1996 à 2005, douze établissements scolaires ont été équipés à partir de projets soutenus et financés localement (souvent par les rectorats et/ou les Conseils Généraux). En parallèle, à l'étranger, cinq stations ont été installées en Italie, au Portugal et en Allemagne. En 2006, l'intégration dans le dispositif « sciences à l'école » a permis l'équipement d'une vingtaine de nouveaux établissements en France métropolitaine et en Outre Mer ainsi que dans les lycées français à l'étranger. Début 2009, quarante cinq stations constituent le réseau (Figure IV-3).

Le lancement d'un tel programme est une affaire importante qui demande beaucoup d'énergie mais le suivi du programme, au quotidien dans les établissements scolaires, est aussi un élément essentiel de son maintien. J'ai le souvenir du projet TITUS, lancé par le CNES à la fin des années quatre vingt, dont les

objectifs étaient en partie les mêmes mais fondés sur l'utilisation des images satellitales. Malheureusement ce programme est rapidement tombé dans l'oubli par manque de suivi de la part de ses concepteurs qui, une fois lancé, n'ont plus assuré la collaboration directe avec nos collègues de l'enseignement secondaire. Cette collaboration est un facteur essentiel de l'évolution du programme, des outils qui l'accompagnent et donc de son utilité.

Au delà du travail de conception et du lancement de l'opération, la condition de réussite d'un tel projet est d'abord que des équipes s'en occupent à différents niveaux :

- Au niveau national : la « cellule ressource » (basée au laboratoire Géosciences Azur de Sophia Antipolis) assure la cohérence et l'avancement du projet ainsi que le développement des outils et l'administration de la base de données nationale.
- Au niveau local, du point de vue technique : les services informatiques des rectorats et des établissements accueillant une station permettent la mise en réseau et assurent son suivi dans le temps.

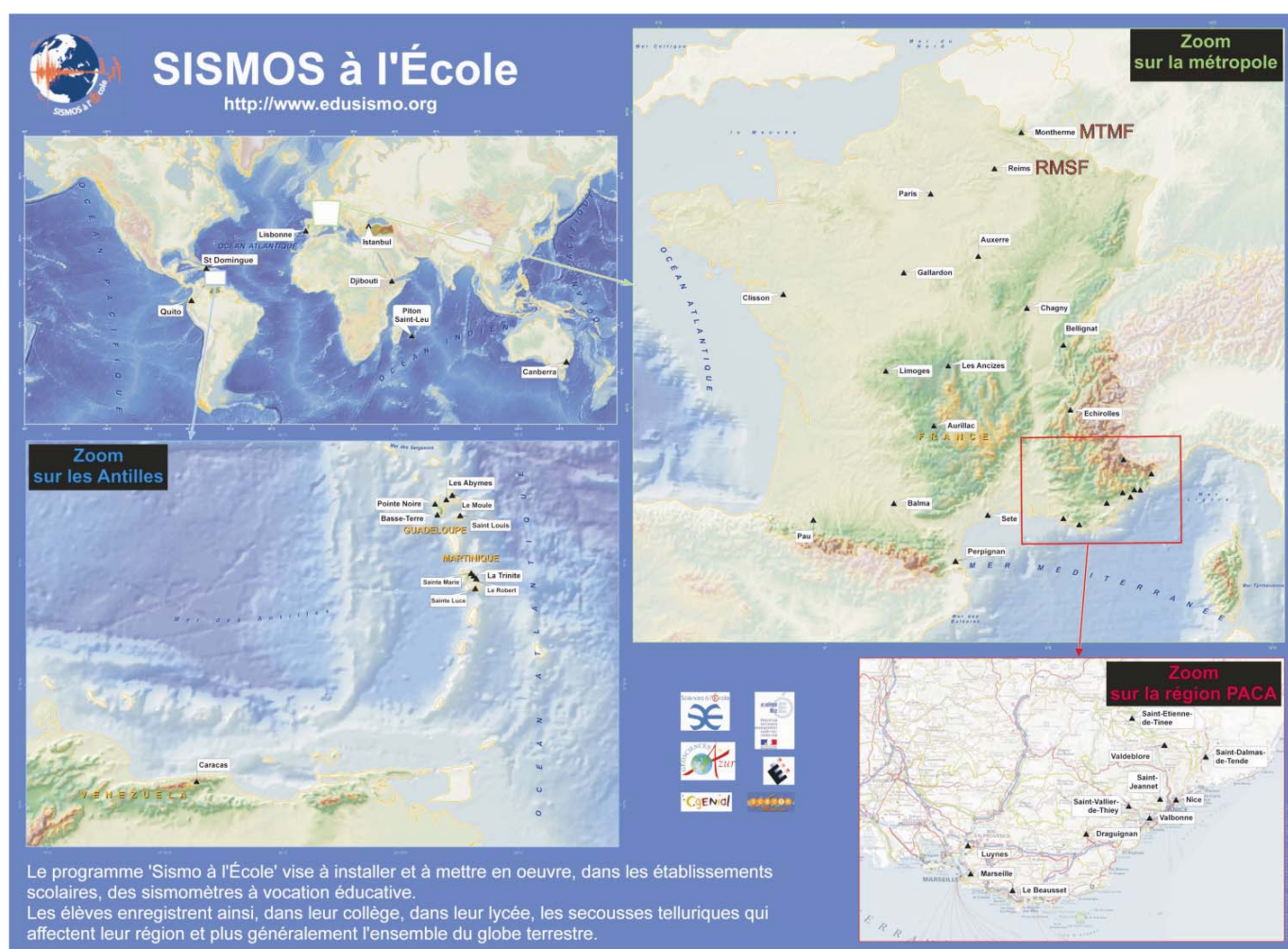


Figure IV-3 : Carte globale de localisation des stations du réseau « edusismo ». En 2009 on compte quarante cinq stations, dont 27 en France métropolitaine, 10 en Outre Mer et 8 dans le reste du monde.

- Au niveau local du point de vue scientifique : les professeurs correspondants dans les établissements (avec dans certains cas un collègue des services TICE du rectorat qui produit une page web académique) assurent l'animation scientifique en liaison avec un référent universitaire.

Cet ensemble représente environ 3-4 personnes par station qui interviennent à des degrés divers pour assurer le fonctionnement au quotidien et la mise à disposition des données pour les utilisateurs.

Depuis 2006 des efforts importants sont faits pour réunir chaque année les animateurs scientifiques locaux et nationaux du projet lors de trois journées de séminaire. J'ai eu la chance de participer deux fois à ces réunions et j'ai pu constater le fort niveau de motivation des collègues. La notion de travaux d'équipe et de mutualisation entre équipe prend tout son sens, c'est un point très motivant du projet.

B- Les stations « sismos à l'école » dans l'Académie de Reims – Champagne Ardenne.

Dans l'Académie de Reims, le projet a été lancé en 2002 à l'initiative de Christian Simart, Inspecteur Pédagogique Régional de SVT, qui a obtenu le soutien du Rectorat sur le plan financier pour l'achat d'une station sismologique (capteur GURALP CMG 6T et numériseur agecodagis minititan) et sur le plan technique pour sa connexion au réseau.

Cette station a été installée au Lycée Colbert de Reims dont le site permettait une bonne installation technique du capteur (dans une cave sur la craie). La présence d'un proviseur qui soutenait l'opération et d'un collègue professeur de SVT (François Barrère), décidé à s'investir dans le projet, a aussi été un facteur déterminant. Les trois premières années furent assez difficiles techniquement car nous avons dû résoudre une multitude de problèmes en cascade, d'ordre électronique, informatique et même mécanique ! Les collègues ne se sont, malgré tout, pas découragés et plusieurs travaux d'élèves ont pu être réalisés en utilisant les enregistrements des périodes de fonctionnement de la station. Depuis 2006, la station de Colbert (RMSF, Figure IV-3) fonctionne parfaitement et l'équipe pédagogique s'est étoffée : Christine Peudon a pris la responsabilité de la station dans le lycée et François Barrère se consacre à l'animation d'un site web académique (<http://xxi.ac-reims.fr/sismo/>) en liaison avec le site national edusismo.

En 2006, suite à l'intégration du programme « sismo des écoles » dans le dispositif « sciences à l'école », le projet que nous avons déposé a été retenu et une nouvelle station a été installée au Collège des Deux Vallées de Monthermé dans les Ardennes en septembre 2007. Pour deux raisons le choix s'est porté sur un collège dans les Ardennes : (i) afin de compléter les activités possibles dans l'académie et (ii) du point de vue scientifique, cette zone, proche du fossé ouest européen, permet d'enregistrer une microsismicité locale invisible de Reims. Geoffroy Billy est le professeur responsable de la station MTMF (Figure IV-3), la plus septentrionale du réseau !

Au départ mon rôle dans ce projet était principalement un accompagnement technique afin de résoudre les problèmes liés à la mise en place de la station RMSF. Les expériences acquises sur les différents sites entre 1997 et 2005 font que les nouvelles stations et le système « sage » utilisés depuis 2006 sont maintenant réellement « clé en main ». Pour l'installation de la station de Monthermé, par exemple, je n'ai eu qu'à suivre le protocole à distance tandis que Geoffroy Billy s'occupait de tout dans son collège de Monthermé.



Figure IV-4 : Des élèves du collège des Deux Vallées (Monthermé) présentent les maquettes qu'ils ont réalisées durant leur atelier scientifique (le sismotour à Reims, novembre 2008).

En dehors de ces aspects techniques, le référent scientifique a un rôle d'animation de l'équipe de professeurs responsables des stations. Sur le fond, nous devons répondre aux questions que se posent les utilisateurs des données et valider les activités qu'ils proposent. Vu la multiplication des questions et leur côté quelque fois « pointu », il n'est pas toujours évident de pouvoir y répondre simplement. Ainsi entre référents la mutualisation aussi est de mise ! La cellule ressource nationale joue ici encore un rôle important.

Mes interventions directes dans les actions avec les élèves concernent surtout le suivi de TPE mais le « sismo à l'école » est aussi une occasion de monter des projets complémentaires. C'est ainsi que depuis plusieurs années nous avons organisé une demi-journée d'animation dans le cadre de la fête de la science au Lycée Colbert. Ces animations, ouvertes aux élèves, aux parents et au grand public, sont construites à partir d'une conférence scientifique mais surtout d'un exposé des activités d'élèves.

Dans ce cadre, et à l'occasion de la fête de la science 2008, j'ai organisé la venue de l'exposition « sismotour » du Palais de la Découverte pendant quinze jours sur le campus de l'UFR Sciences. Environ mille cinq cent élèves de l'Académie sont venus la visiter et à cette occasion, les responsables des deux stations et leurs élèves ont présenté certains de leurs travaux durant une demi-journée (Figure IV-4).

Dans ce projet, la position du référent scientifique n'est pas toujours facile. Il ne doit pas remplacer le professeur devant les élèves sous prétexte qu'il connaît un peu mieux la question traitée. Au contraire, il faut permettre aux professeurs de favoriser la participation des élèves et leur démarche d'investigation : le passage, ou plutôt des allers-retours, entre les concepts et l'expérimentation avec la construction de maquettes, la réalisation d'expériences, de mesures... Bref, il faut contribuer à démystifier le travail de recherche ! Au final, nous devons aussi veiller à ce que les professeurs s'approprient le projet afin que celui-ci puisse continuer à se développer « presque sans nous » (*e.g.* Ferry, 2008)

Dans l'académie de Reims, l'objectif principal des années à venir sera le développement de l'utilisation de cet outil par le plus grand nombre pour les enseignements en SVT mais aussi une ouverture vers d'autres disciplines comme la physique et la technologie, par exemple. Lors des visites de classes au sismotour, j'ai pu constater que nombre de collègues n'étaient pas informés du projet ou que beaucoup s'imaginaient que l'utilisation des données en classe ou le développement de projets d'élèves étaient hors de portée. Nous devons mettre en place des formations qui permettent que dans chaque établissement de l'académie un collègue soit informé et capable de présenter quelques séquences directement en relation avec les programmes, l'objectif étant que chaque professeur ait la possibilité d'utiliser le « sismo à l'école » pendant une ou deux séances de travaux pratiques où, au moins, d'en retirer des données pour l'illustration de ses cours.

Ce projet est important dans mon activité, il me semble particulièrement utile et enthousiasmant. Geoffroy Billy, qui encadre l'atelier scientifique « sismo » de Monthermé, me disait qu'il voit les élèves prendre confiance en eux et c'est pour lui une victoire majeure que de les « libérer » au travers d'une telle activité. Sur le fond c'est aussi un excellent moyen de promouvoir les géosciences par la pratique et de sensibiliser les élèves par une éducation rationnelle à l'environnement dont chacun mesure l'importance pour comprendre et permettre les mutations nécessaires des comportements individuels et des sociétés.

**CURRICULUM VITAE
ET
LISTE DES TRAVAUX**

I- Etat Civil et fonction

Christophe Larroque, né le 27 Janvier 1962 à Melun (Seine et Marne).

Marié, un enfant.

Maître de conférences depuis le 1^{er} Septembre 1997 à l'Université de Reims-Champagne-Ardenne (U.R.C.A.).

Chercheur au laboratoire Géosciences Azur, UMR CNRS 6526 (Directeur P. Charvis).

Section CNU : 36 - Délégation CNRS : DR20

Adresses professionnelles :

- Laboratoire Géosciences Azur, UMR CNRS 6526, Bat 4, 250 Rue Albert Einstein, 06560 Valbonne.
Téléphone : 04 92 94 26 35.
- Département de Sciences de la Terre, U.F.R. Sciences Exactes et Naturelles, Plateau du Moulin de la Housse, 51100 Reims. Téléphone : 03 26 77 36 84.

Mèl : larroque@geoazur.unice.fr

II- Formation

1981-1985 : Maîtrise de Sciences Naturelles – Université de Reims-Champagne-Ardenne.

1986 : CAPES de Sciences Naturelles (Certificat d'Aptitude à l'Enseignement Secondaire) – Université Paris VI.

1987 : agrégation de Sciences Naturelles (option Sciences de la Terre) – Université Paris VI.

1989 : Diplôme d'Etudes Approfondies de Géologie – Université de Marseille-Nice-Perpignan (mention : bien).

1993 : Doctorat de Sciences de la Terre – Université de Nice Sophia Antipolis (mention : très honorable avec les félicitations du jury).

III- Expérience professionnelle

1987-1989 : Professeur de Sciences Naturelles (classe de seconde et de première S) – Lycée G. Clemenceau, Reims.

1990-1993 : Doctorant allocataire MRT, Université de Nice-Sophia Antipolis.

1993-1995 : Attaché Temporaire d'Enseignement et de Recherche (ATER) – Université de Nice-Sophia Antipolis (postes temps plein).

1995-1996 : Attaché Temporaire d'Enseignement et de Recherche – Université de Reims-Champagne-Ardenne.

1996-1997 : Professeur Agrégé dans l'enseignement supérieur (PRAG) – Université de Reims-Champagne-Ardenne.

1997-.... : Maître de Conférences – Université de Reims-Champagne-Ardenne.

IV- Responsabilités et administration de l'enseignement

1990-1995 : Université de Nice - Sophia Antipolis.

- 1991 : Co-responsable de l'organisation du cours de l'American Association of Petroleum Geologists : Deep Seismic Structures of Foreland Basins, examples in the field of Central Sicily (3 au 10 Mai 1991).
- 1992 : Co-responsable de l'organisation du cours de l'American Association of Petroleum Geologists : Strategy of Exploration in a Fold and Thrust-Belt (Sicile, 12 au 19 Octobre 1992).
- 1993-1995 : Co-responsable de la coordination du DEUG ST1.
- 1993-1999 : Responsable scientifique du Plan Académique de Formation en Sciences de la Terre des Professeurs de l'enseignement secondaire (Rectorat de l'Académie de Nice – A.P.B.G.).
- 1994 : Président de jury du baccalauréat (filière S – Rectorat de l'Académie de Nice).
- 1994-1995 : Membre de la commission de réforme des programmes du CAPES de Biologie-Géologie (M.E.N.).

1996-... : Université de Reims - Champagne - Ardenne

- 1996-2008 : Co-responsable de la préparation au CAPES et à l'Agrégation de Sciences de la Vie, Sciences de la Terre et de l'Univers (U.R.C.A. – I.U.F.M.).
- 2009-.... : Co-responsable de la spécialité MEF SV-STU (Métiers de l'Enseignement et de la Formation en Sciences de la Vie, Sciences de la Terre et de l'Univers) du master STS (U.R.C.A.).
- 2000-2007 : Membre de la commission de Spécialiste 35-36^{ième} sections de l'U.R.C.A.
- 2002-.... : Responsable scientifique du programme « sismos à l'école » dans l'académie de Reims.
- 2004-.... : Co-responsable du module GEOL 41 (Licence 2^{ième} année) : Géodynamique et pétrologie magmatique et métamorphique.

- 2004-.... : Co-responsable du module ST 3 (Master 1^{ère} année) : Métamorphisme et déformation des roches.
- 2005-.... : Co-responsable du module MOI 35 (Licence 3^{ème} année) : Méthodes et outils informatiques, Images numériques et observation de la Terre.
- 2003-.... : Membre de la commission pédagogique « MASTER » de l'UFR Sciences Exactes et Naturelles (U.R.C.A.).
- 2005-.... : Membre de la commission « Préparation aux métiers de l'Enseignement » de l'UFR Sciences (U.R.C.A.).
- 1997-2003 : Responsable informatique du département de Sciences de la Terre (U.R.C.A.).
- 1997-2003 : Membre de la commission informatique de l'UFR Sciences Exactes et Naturelles.
- 1996-2003 : Co-responsable du module Méthodes et Résultats en Géosciences (DEUG 1^{ère} année).
- 1998-2005 : Responsable scientifique de la formation continue des professeurs de l'enseignement secondaire en Sciences de la Terre (U.R.C.A. – I.U.F.M. - Rectorat de l'Académie de Reims).
- 2001 : Président de la commission d'élaboration des sujets du baccalauréat (filière ES – Rectorat de l'Académie de Reims).
- 1999 et 2002 : Président de jury du baccalauréat (filière S – Rectorat de l'Académie de Reims).

V- Administration et animation de la recherche

1- Co-responsabilité de projets de recherche (seuls les projets financés sont indiqués) :

- A- Analyse multi-échelle, compréhension des effets de site : l'expérience d'Annot (Co-responsables : S. Gaffet et C. Larroque). *Appel d'offres du Programme National sur les Risques Naturels, INSU-CNRS, 1997-1998.*
- B- Dynamique du système tectonique Mongolie-Baikal : une approche pluridisciplinaire (Responsable : E. Calais). Axe 2 (C. Larroque) : Tectonique active et imagerie de surface. *Appel d'offres du Programme Intérieur de la Terre, INSU-CNRS, 1997-1999.*
- C- Evaluation du potentiel sismogène dans une région à sismicité modérée et failles lentes I : études interdisciplinaires à la jonction Alpes-Bassin Ligure (Co-responsables : N. Béthoux et C. Larroque). *Appel d'offres du Programme National sur les Risques Naturels, INSU-CNRS, 1999-2000.*
- D- Evaluation du potentiel sismogène dans une région à sismicité modérée et failles lentes II : études interdisciplinaires à la jonction Alpes-Bassin Ligure (Co-responsables : C. Larroque et F. Courboux). *Appel d'offres du Programme National sur les Risques Naturels, INSU-CNRS, 2001-2002.*
- E- IRIS 2 : Imagerie, Risques, Instabilités et Sismologie en région PACA (Co-responsables : O. Bellier et C. Larroque). *Appel d'offres de l'Action Concertée Incitative Catastrophes Naturelles, M.E.N.R.T., 2004-2006.*
- F- PASSERELLE, un lien entre la recherche et la gestion du risque sismique et gravitaire dans les Alpes maritimes (Responsables : F. Courboux et A.M. Duval). Axe B (C. Larroque et B. Delouis) : Détection des zones actives : d'où peut venir un séisme futur ? *Appel d'offres Risque-Décision-Territoire, M.E.D.D., 2004-2006.*
- G- Quantitative Seismic Hazard Assessment (P.I. : J. Virieux, Univ. de Grenoble). Work Package 2 (O. Scotti and C. Larroque) : Source characterization and determination of earthquake scenarios. *Appel d'offres Catastrophes Telluriques, Agence Nationale pour la Recherche, 2005-2008.*
- H- MALISAR I : Exploration bathymétrique et sismique haute résolution de la marge nord du bassin Ligure : détection des failles actives et des glissements sous-marins (Co-responsables : S. Migeon et C. Larroque). *Appel d'offres Campagnes à la mer, IFREMER-IPEV-IRD, 2006.*
- I- MALISAR II : Exploration par Sondeur Acoustique Remorqué, carottage et A.U.V. de la marge nord du bassin Ligure : détection des failles actives et des glissements sous-marins (Co-responsables : S. Migeon et C. Larroque). *Appel d'offres Campagnes à la mer, IFREMER-IPEV-IRD, 2007.*
- J- Contrôle tectonique et climatique de l'érosion sous-marine des pentes continentales : exemple des marges ligures et nilotique. *Appel d'offres Programme RELIEFS de la Terre, INSU-CNRS, 2007-2009.*
- K- Plate re-organization in the western Mediterranean : lithospheric causes and topographic consequences (P.I. : R. Wortel, Utrecht Univ.). Associated Project (C. Larroque and O. Bellier) : Recent and present-day dynamic of the Alps-Liguro-Provençal boundary (Italy-France). *Appel d'offres Topo-Europe, E.S.F. Programme, 2007-2009.*

2- Participation à d'autres projets de recherche :

- A- Pour une meilleure évaluation de l'aléa sismique dans le sud-est de la France (Responsable : S. Gaffet, Géosciences Azur). *Appel d'offres du Programme National sur les Risques Naturels, INSU-CNRS, 1995-1996.*
- B- Géotransverse Sud (Responsable : J.F. Stéphan, Géosciences Azur). *Appel d'offres Programme GéoFrance 3D-Alpes, INSU-BRGM, 1995-1998.*
- C- Déformations actives et structures lithosphériques en domaine intracontinental : étude intégrée du système tectonique Mongolie-Baikal (Responsable : J. Déverchère, Univ. de Brest). *Appel d'offres du Programme International de Coopération Scientifique (PICS 1251), 2000-2003.*
- D- Stress transfer and fault seismic potential, southern Baikal rift, Siberia (Responsable : J. Déverchère, Univ. de Brest). *Appel d'offres Cooperative Science & Technology Sub-Programme, NATO, 2001-2002.*

- E- Quantification des mouvements superficiels récents par géochronologie intégrée, traces de fission, U-Th/He et ¹⁰Be : application à la région Mongolie-Baikal (Responsable : Marc Jolivet, Univ. de Montpellier). *Appel d'offres du programme RELIEFS de la Terre, INSU-CNRS, 2004-2006.*
- F- Cycle des séismes et vitesse le long des failles décrochantes de Bogd et de Bolnai, Mongolie. (Responsable : J.F. Ritz, Univ. de Montpellier). *Appel d'offres Programme 3F Faille-Fluides-Flux, INSU-CNRS, 2007-2008.*
- G- GROS MARIN : Microsismicité et structure profonde de la marge nord du bassin Ligure (Co-responsables : J.X. Dessa, N. Béthoux et A. Deschamps, Géosciences Azur). *Appel d'offres Campagnes à la mer, IFREMER-IPEV-IRD, 2008.*
- H- BIOCRUST : Biological soil crusts vulnerability and soil surface disturbance in Sahelo-soudanien zone (Responsable : O. Malam-Issa, Univ. de Reims). *Appel d'offres Vulnérabilité-Milieus-Climats, Agence Nationale pour la Recherche, 2007-2009.*

3- Autre contrats :

- A- Contrat CNES-ISIS (2005), aide à l'acquisition d'images satellitales SPOT 5, n°0511-816 & #8211 (5 images SPOT 5 sur la zone Alpes du sud).
- B- Contrat CNES-ISIS (2008), aide à l'acquisition d'images satellitales SPOT 5, n°0805-101 (3 images SPOT 5 sur la zone de Bolnay en Mongolie).

4- Encadrement d'élèves, d'étudiants et de chercheurs post-doctorant :

- *Travaux Pratiques Encadrés (T.P.E.) :*
 - Participation à l'encadrement de 7 T.P.E. pour des élèves de lycée dans le cadre du programme « sismos à l'école » (2004, 2006 et 2007).
- *Stage de D.E.A. - master 2 :*
 - Lies Loncke (Co-tuteur : Jacques Déverchère, Université de Brest) : Sismotectonique de la Mongolie du Nord. Rapport de D.E.A. « Dynamique de la Lithosphère », Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, Juin 1999, 112 pp.
 - Julien Charreau (Co-tuteur : Jean-François Stéphan, Géosciences Azur) : Déformations actuelles dans l'arc de Nice : caractérisation des structures actives par approche combinée tectonique-géomorphologie-sismotectonique. Rapport de D.E.A. « Dynamique de la Lithosphère », Université de Nice-Sophia Antipolis, Juin 2002, 117 pp.
 - Béline Godel (Co-Tuteur : Bertrand Delouis, Géosciences Azur) : Déformations actuelles dans le massif de l'Argentera-Mercantour : caractérisation des structures actives par une approche combinée géomorphologie-sismotectonique. Rapport de D.E.A. « Dynamique de la Lithosphère », Université de Nice-Sophia Antipolis, Juin 2003, 136 pp.
 - Sabine Charlier (Co-tuteurs : Oona Scotti, I.R.S.N. et Mansour Ioualalen, Géosciences Azur) : Caractérisation du séisme Ligure du 23 février 1887 par une approche combinée : données historiques, analyse morphostructurale et modélisation du tsunami associé. Rapport de Master 2 « Dynamique des Systèmes Géologiques et Aléas », Université de Nice-Sophia Antipolis, Juin 2007, 127 pp.
- *Participation à l'encadrement de doctorants :*
 - Florence Tressols (dir. : S. Gaffet et A. Deschamps) : Détermination de l'évolution temporelle des vecteurs d'onde pour la détection d'arrivées multiples: l'analyse temps-fréquence-vecteur d'onde, 1996 (UMR Géosciences Azur).
 - Olivier Laurent (dir. : J.F. Stéphan et M. Popoff) : Modalités de la structuration d'un prisme de front de chaîne : L'exemple de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales, France), 1998 (UMR Géosciences Azur).
 - Estelle Schissele (dir. : S. Gaffet, Y. Cansi et J. Virieux) : Analyse et caractérisation des phases sismiques régionales enregistrées par des antennes de capteurs, 2002 (UMR Géosciences Azur).
 - Riccardo Vassallo (dir. : J.F. Ritz, R. Braucher et M. Jolivet) : Chronologie et évolution des reliefs dans la région Mongolie-Sibérie: Approche morphotectonique et géochronologique, 2006 (Université Montpellier 2).
 - Virginie Hassoun (dir. : S. Migeon et C. Larroque) : Interaction aléa gravitaire et déformation sur la marge nord Ligure, Méditerranée occidentale (UMR Géosciences Azur, 2008-2011).
- *Stage post-doctoral :*
 - Anastasia Arjannikova : Formation à l'utilisation et à l'interprétation des données de télédétection satellitale : Cartographie structurale et détection des structures actives dans la région ouest-Baikal. Séjour financé par le programme international INTASS (septembre 2000-décembre 2000).

VI- Publications

- *Revue internationale avec comité de lecture :*

- P1/ Larroque C., Stéphan J.F., Roure F., Campredon R. et C. Muller (1991). Déformation progressive et diapirisme argileux néogène au front du prisme de collision sicilien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, 807-814.
- P2/ Calassou S., Larroque C. and J. Malavieille (1993). Transfer zones of deformation in thrust wedges : an experimental study. *Tectonophysics*, 221, 325-344.
- P3/ Malavieille J., Larroque C. et S. Calassou (1993). Modélisation expérimentale des relations tectonique-sédimentation entre bassin avant arc et prisme d'accrétion. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, 1131-1137.
- P4/ Larroque C., Guilhaumou N. et E. Nicot (1993). Caractérisation de paléo-circulations de fluides au front du prisme d'accrétion néogène de Sicile. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317, 1485-1492.
- P5/ Guilhaumou N., Larroque C., Nicot E., Roure F. and J.F. Stephan (1994). Mineralized veins resulting from fluid flow in décollement zones of the sicilian prism : evidence from fluid inclusions. *Bull. Soc. Géol. de France*, 165, 425-436.
- P6/ Larroque C., Calassou S. and J. Malavieille (1995). Experimental modeling of forearc basins development during accretionary wedge grow-up. *Basin Research*, 7, 255-268.
- P7/ Guilhaumou N. et C. Larroque (1996). Les circulations de fluides pendant l'accrétion tectonique de sédiments : paléo-fluides et fluides actuels. *C. R. Acad. Sci. Paris, Rubrique le point sur ...*, 321, 939-957.
- P8/ Larroque C., Guilhaumou N., Roure F. and J.F. Stephan (1996). Large-scale fluid advection at the frontal sicilian prism. *Tectonophysics*, 254, 41-55.
- P9/ Bernard P., Briole P., Meyer B., Lyon-Caen H., Gomez J.M., Tiberi C., Berge C., Hatzfeld D., Lachet C., Lebrun B., Deschamps A., Courboux F., Larroque C., Rigo A., Massonnet D., Papadimitriou P., Kassaras J., Diagourtas D., Makropoulos K., Veis G., Papazisi E., Mitsakaki C., Karakostas V., Papadimitriou E., Papanastassiou D., Chouliaras M. and G. Stavrakakis (1997). The Ms = 6.2 june 1995 Aigion earthquake (Greece) : results of a multidisciplinary study. *Journal of Seismology*, 1, 131-150.
- P10/ Gaffet S., Larroque C., Deschamps A. and F. Tressols (1998). Dense array experiment for observation of waveform perturbation induced by local structure diffraction. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17, 475-484.
- P11/ Malavieille J., Chemenda A. and C. Larroque (1998). Evolutionary model for Alpine Corsica : Mechanism for ophiolites emplacement and exhumation of high-pressure rocks. *Terra Nova*, 10, 317-322.
- P12/ Larroque C., Gaffet S., Cornou C., Schissele E., Bertrand E., Béthoux N., Bouchon M., Corrazi M., Courboux F., Deschamps A., Duval A.M., Maron C., Glot J.P., Janod F., Guiguet R., Vidal S. et J. Virieux (1999). Une expérience multi-antennes à Annot pour l'analyse des effets de site en sismologie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 329, 167-174.
- P13/ Calais E., Galisson L., Stéphan J.F., Delteil J., Deverchère J., Larroque C., Mercier de Lépinay B., Popoff M. and M. Sosson (2000). Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948-1998. *Tectonophysics*, 319, 1-17.
- P14/ Larroque C., Ritz J.F., Stephan J.F., Sankov V., Arjannikova A., Calais E., Déverchère J. et L. Loncke (2001). Interaction compression-extension à la limite Mongolie-Sibérie : analyse préliminaire des déformations récentes et actuelles dans le bassin de Tunka. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, 177-184.
- P15/ Courboux F., Duval A.M., Deschamps A., Lomax A. et C. Larroque (2001). Les enseignements du petit séisme de Peille (Alpes-Maritimes, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 333, 105-111.
- P16/ Larroque C., Béthoux N., Calais E., Courboux F., Deschamps A., Déverchère J., Stéphan J.F., Ritz J.F. and E. Gilli (2001). Active and recent deformation at the Southern Alps - Ligurian basin junction. *Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw* 80, 255-272.
- P17/ Delouis B., Déverchère J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque C., J.F. Ritz and V. Sankov (2002). A reappraisal of the source of the 1950 (Mw=6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relevance to the present-day strain pattern at the southwestern end of the Baikal rift zone. *Terra Nova*, 14, 491-500.
- P18/ Arzhannikova A., Larroque C. and S.G. Arzhannikov (2003). Holocene deformation in the western end of the Tunka system of rift basins (Southwestern Baikal Rift). *Russian Geology and Geophysics*, 44, 4, 373-379.
- P19/ Courboux F., Larroque C., Deschamps A., Gélis C., Charreau J. and J.F. Stéphan (2003). Hidden faulting revealed by microseismicity in the south-east of France. *Geophysical Research Letters*, 30(15), 1782-1786.
- P20/ Arjannikova A., Larroque C., Ritz J.F., Déverchère J., Stéphan J.F., Arjannikov S. and V. San'kov (2004). Geometry and kinematics of recent deformation in the southwesternmost Baikal rift zone (Mongolia-Siberia). *Terra Nova*, 16, 265-272.
- P21/ Courboux F., Larroque C., Deschamps A., Sansorny C., Gélis C., Got J.L., Charreau J., Stéphan J.F., Béthoux N., Virieux J., Brunel D., Maron C., Duval A.M., Vidal S. and P. Mondelli (2007). Seismic hazard on the French Riviera : new data, interpretations and simulations. *Geophysical Journal International*, 170(1), 387-400.
- P22/ Jolivet M., Ritz J.F., Vassallo R., Larroque C., Braucher R., Munkhjargal T., Chauvet A., Sue C., Arnaud N., De Vicente R., Arzhannikova N. and S. Arzhannikov (2007). Mongolian summits : an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface. *Geology*, 35, 10, 871-874.
- P23/ Vassallo R., Jolivet M., Ritz J.F., Braucher R., Larroque C., Sue C., Munkhjargal T. and D. Javkhlanbold (2007a). Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 259, 333-346.

- P24/ Vassallo R., Ritz J.F., Jolivet M., Braucher R., Larroque C., Sue C., Munkhjargal T., Arzhannikova N. and S. Arzhannikov (2007b). Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi Altay (Mongolia). *Tectonics*, 26, 1-24, TC5013, doi:10.1029/2006TC002081.
- P25/ Larroque C., Delouis B., Godel B. and J.M. Nocquet. Active deformation at the southwestern Alps – Ligurian basin junction (France-Italy boundary) : Evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. *Tectonophysics*, sous presse.

- Publications dans d'autres revues :

- PA1/ Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Larroque C., Ritz J.F., Jolivet M., Chauvet A., Vassallo R., Braucher R., Sue C., Munkhjargal T. and B. Bayanmunkh (2006). On activity of major faults of the Ih Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia) during the Quaternary. *Proceedings of the VI Russian-Mongolian Conference on Astronomy and Geophysics (Irkutsk), Recent Geodynamics and Natural Hazards in the Central Asia*, Part 4, 80-93.
- PA2/ Scotti O., Larroque C., Baumont D., Virieux J., Courboulès F., Delouis B., Deschamps A., Vallée M., Angelier J., Béthoux N. et O. Bellier (2007). Définition de scénarii sismiques pour la région de Nice, France. *Bulletin de l'Association Française du Génie Parasismique*, 7^{ième} colloque national, Ecole Centrale de Paris.

- Publication dans des revues de vulgarisation :

- PV1/ Virieux J. et C. Larroque (1995). La prévision du mouvement du sol. *Pour la Science*, dossier hors-série n°3 "L'écorce terrestre", 86-92.
- PV2/ Larroque C. et S. Gaffet (1995). Des mouvements en sol majeur. *La Recherche*, 279, 930-931.

- Communications à des congrès :

- C1/ Larroque C., Campredon R., Roure F. et J.F. Stéphan (1990). Mélange tectonique et niveaux de décollement au front du prisme de collision sicilien. *13^e Réunion des Sciences de la Terre*, Grenoble, 2-4 Avril 1990, volume des résumés, 75.
- C2/ Malavieille J., Angelier J., Calassou S. and C. Larroque (1990). Oblique convergence and backthrusting in Taiwan orogene : insights from experimental modeling. *Sino-French Workshop*, Taipei September 1990, abstract volume, 48.
- C3/ Larroque C., Stéphan J.F. et R. Campredon (1990). Evolution diapirique des plis frontaux du prisme de collision sicilien. *Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France*, Sophia Antipolis 6-7 Décembre 1990, volume des résumés, 51.
- C4/ Calassou S., Larroque C., Malavieille J. et J.F. Ritz (1990). Formation de zones de transfert dans les avant-pays de chaînes : modélisation analogique. *Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France*, Sophia Antipolis 6-7 Décembre 1990, volume des résumés, 52.
- C5/ Malavieille J., Calassou S., Larroque C. et S. Lallemand (1990). Présentation vidéo d'une approche expérimentale de la genèse de prismes d'accrétion sédimentaire. *Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France*, Sophia Antipolis 6-7 Décembre 1990, volume des résumés, 78.
- C6/ Larroque C., Stéphan J.F., Roure F., Nicot E. et N. Guilhaumou (1991). Evolution of the tectonic mélange at the front of the sicilian collision prism. *European Union of Geosciences*, 24-28 March 1991, Terra Abstract, vol. 3, n°1, 246.
- C7/ Calassou S., Malavieille J. et C. Larroque (1991). Tear-faults in foreland thrust belts and accretionary wedges : experimental modeling. *European Union of Geosciences*, 24-28 March 1991, Terra Abstract, vol. 3, n°1, 359.
- C8/ Malavieille J., Calassou S., Larroque C. et S. Lallemand (1991). Experimental modeling of accretionary wedges. *European Union of Geosciences*, 24-28 March 1991, Terra Abstract, vol. 3, n°1, 367.
- C9/ Malavieille J., Calassou S., Larroque C. et S. Lallemand (1991). Présentation vidéo d'une approche expérimentale de la genèse des prismes d'accrétion sédimentaire. *Colloque Modélisation en Biologie-Géologie au Collège et au Lycée*, Institut National de la Recherche Pédagogique, Paris.
- C10/ Malavieille J., Calassou S., Larroque C. et S. Lallemand (1991). Experimental modeling of accretionary wedges. *Colloque Mechanical instabilities in Rock and Tectonics*, Montpellier 4-6 September 1991, volume des résumés, 32.
- C11/ Larroque C., Stéphan J.F., Roure F., Guilhaumou N. et E. Nicot (1991). Décollement et paléocirculations de fluides au front du prisme plioquaternaire de Sicile. *Réunion Structure et fonctionnement des zones de décollement*, Ecole Normale Supérieure, Paris 12 Novembre 1991.
- C12/ Malavieille J., Calassou S., Larroque C. et S. Lallemand (1991). Experimental modeling of accretionary wedges. *Réunion Structure et fonctionnement des zones de décollement*, Ecole Normale Supérieure, Paris 12 Novembre 1991.
- C13/ Malavieille J., Calassou S., Larroque C. et S. Lallemand (1991). Experimental modeling of accretionary wedges. *Séance spécialisée de la Société Géologique de France*, Paris 9-10 Décembre 1991.
- C14/ Guilhaumou N., Larroque C., Roure F. et J.F. Stéphan (1992). Structure du décollement au front du prisme sicilien. Reconstitution des paléocirculations de fluides par les données d'inclusions fluides. *14^e Réunion des Sciences de la Terre*, Toulouse 13-14 Avril 1992, volume des résumés, 75.

- C15/ Larroque C., Calassou S. et J. Malavieille (1992). Genèse et évolution des zones de transfert dans les avant-pays de chaînes : modélisation analogique. *14° Réunion des Sciences de la Terre*, Toulouse 13-14 Avril 1992, volume des résumés, 93.
- C16/ Nicot E., Larroque C., Roure F., Stéphan J.F. et N. Guilhaumou (1992). Paragenèses argileuses et analyses minéralogiques dans le plan de décollement du prisme sicilien. *14° Réunion des Sciences de la Terre*, Toulouse 13-14 Avril 1992, volume des résumés, 115.
- C17/ Lallemand S., Malavieille J., Calassou S. et C. Larroque (1992). Genèse et évolution des prismes d'accrétion sédimentaire. *14° Réunion des Sciences de la Terre*, Toulouse 13-14 Avril 1992, volume des résumés, 90.
- C18/ Malavieille J., Calassou S., Larroque C. and S. Lallemand (1992). Experimental modeling of accretionary wedges. *Spring meeting American Geophysical Union*, Montreal, May 12-16, abstract volume, 280.
- C19/ Larroque C., Guilhaumou N., Nicot E., Stéphan J.F. and Roure F. (1992). Transient warm fluid circulations along the décollement of the sicilian accretionary wedge. *PACROFI IV*, Lake Arrowhead, California 21-25 May 1992, abstract volume, 50.
- C20/ Larroque C., Guilhaumou N., Stéphan J.F., Nicot E. et F. Roure (1992). Paléocirculations de fluides et conditions P/T dans le plan de décollement du prisme sicilien, relations avec l'évolution structurale. *Réunion Fluides et déformation*, Orléans 7-9 Septembre 1992, *Bull. Soc. Fr. Min. et Cristal.*, vol. 4/2, 38.
- C21/ Nicot E., Larroque C., Guilhaumou N., Roure F. et J.F. Stéphan (1992). Diagenèse argileuse, circulation de fluides et brèches hydrauliques dans le mélange varicolore de la zone frontale du prisme d'accrétion sicilien. *Réunion Fluides et déformation*, Orléans 7-9 Septembre 1992, *Bull. Soc. Fr. Min. et Cristal.*, vol. 4/2, 38.
- C22/ Larroque C., Calassou S., Malavieille J. and J.F. Stéphan (1993). Experimental modeling of tectonic/sedimentation relationships between forearc basin and accretionary wedge. *European Union of Geosciences VII*, Strasbourg 4-8 April 1993, *Terra Nova*, 5, 170.
- C23/ Guilhaumou N. and C. Larroque (1993). Organic matter associated to warm fluid circulations in hydraulic breccia. *European Union of Geosciences VII*, Strasbourg 4-8 April 1993, *Terra Nova*, 5, 458.
- C24/ Larroque C., Guilhaumou N., Roure F. and J.F. Stéphan (1993). Localized advective warm fluids in décollements and thrust-fault zones of the sicilian prism. Implications for the paleo-thermal gradient. *Structures and Tectonic at different lithospheric levels*, Graz (Austria) 6-8 September, Abstract volume, 48.
- C25/ Larroque C., Guilhaumou N., Nicot E., Roure F. and J.F. Stéphan (1994). Mineralized veins and organic matter as evidence for fluid flow at the front of the sicilian neogene subduction complex. *Fifth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions*, 19-21 May Mexico, Abstract volume, 52.
- C26/ Larroque C., Calassou S., Malavieille J. et F. Chancier (1994). Modélisation analogique de la formation des bassins avant-arc. Application au bassin du prisme d'Hikurangi (Nouvelle Zélande). *Séance spécialisée de la Société Géologique de France*, Grenoble 21-22 Novembre. *Géologie Alpine*, n° 4, p. 20-21.
- C27/ Chancier F., Buret C., Ferrière J. et C. Larroque (1994). Le bassin avant-arc de la marge active Néo-Zélandaise. *Séance spécialisée de la Société Géologique de France*, Grenoble 21-22 Novembre. *Géologie Alpine*, n° 4, 20-21.
- C28/ Malavieille J., Larroque C. and S. Calassou (1995). Analog modeling of transfer zones in thrust wedges. *American Association of Petroleum Geologist, International Conference*, Nice (France) 10-13 September, Abstract volume, 73A.
- C29/ Makropoulos K., Bernard P., Berge C., Briole P., Gomez J.M., Lyon-Caen H., Meyer B., Tiberi C., Rigo A., Hatzfeld D., Lachet C., Lebrun B., Courboulès F., Deschamps A., Larroque C., Karakostas V., Papadimitriou E., Papadimitriou P., Kassaras J. and D. Diagoutras (1996). The Ms = 6.2, June 15, 1995 Aeghion earthquake. *European Seismological Commission, XXV General Assembly*, Reykjavik (Iceland) 9-14 September, Abstract volume, 109.
- C30/ Gaffet S., Larroque C. and A. Deschamps (1997). Dense array experiment for observation of waveform perturbation induced local structure diffraction. *Eight International Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering SDEE'97*, Istanbul (Turkey) 20-24 July, Abstract Volume, 19.
- C31/ Larroque C., Malavieille J. et A. Chemenda (1998). Un modèle d'évolution de la Corse alpine, exhumation des roches de haute pression et mise en place des ophiolites. *16° Réunion des Sciences de la Terre*, Brest, 1-4 Avril, volume des résumés, 61.
- C32/ Stéphan J.F., Delteil J., Sosson M., Larroque C., Corsini M. et M. Popoff (1998). La transversale Sud-Mercantour du projet GéoFrance 3D. *16° Réunion des Sciences de la Terre*, Brest, 1-4 Avril 1998, volume des résumés, 134.
- C33/ Gaffet S., Larroque C., A. Deschamps and F. Tressols (1998). Dense array experiment in the South Alpine France for observation of site effect in seismology. *7° European Geophysical Society Meeting*, Nice, 21-24 Avril, abstract volume, 701.
- C34/ Larroque C., Calais E., Deverchère J., Lesne O., Loncke L., Sankov V., Lukhnev A., Miroshnitchenko A., Levi K., Buddo V., Zalutsky V., Baskhiev K. and B. Amarjargal (1999). Present-day deformation, stress field and fault segmentation in the Mongolia-Baikal area. *International Geological Symposium on East-Asia*, Ulan Baatar, October 1999, *Bull. Geol. Ass. Mongolia*, 14, 23-25.
- C35/ Dhont D., Chorowicz J., Susini J.M. and C. Larroque (1999). Neotectonics of the South Baikal region : mapping from SAR ERS imagery and Digital Elevation Model. *International Geological Symposium on East-Asia*, Ulan Baatar, October 1999, *Bull. Geol. Ass. Mongolia*, 14, 42-44.
- C36/ Larroque C., Ritz J.F., Stéphan J.F., Sankov V., Arjannikova A., Calais E., Déverchère J. and L. Loncke (1999). The Tunka basin (West Baikal, Siberia): transtension or transpression ? Some new insights from morphotectonics and neotectonics. *American Geophysical Union fall meeting*, San Francisco, december 1999, abstract volume, 534.

- C37/ Larroque C., Béthoux N., Calais E., Courboux F., Deschamps A., Deverchère J., Stéphan J.F., Ritz J.F. and E. Gilli (2000). Joint Multidisciplinary studies of active faults and seismic hazard at the junction between southern French Alps and Ligurian basin. *Workshop Paleosis*, Han sur Lesse (Belgique), March 13-17, 89-92.
- C38/ Ritz J.F., Larroque C., Stéphan J.F. and V. Sankov (2000). When compression meets extension: interaction or competition ? The example of the Tunka basin (West Baikal, Siberia). *Geosciences 2000*, Manchester, april 2000, abstract volume, 122.
- C39/ Larroque C., Ritz J.F., Stéphan J.F., Sankov V., Arjannikova A., Calais E., Déverchère J. et L. Loncke (2000). Interaction ou compétition entre compression et extension à la limite Mongolie-Sibérie : données morphotectoniques sur le bassin de Tunka (Ouest-Baïkal, Russie). *17^e Réunion des Sciences de la Terre, Paris*, avril 2000, volume des résumés, 170.
- C40/ Gaffet S. et C. Larroque (2000). Les effets de site, influences régionales et locales des remplissages sédimentaires sur la propagation des ondes et sur leurs amplitudes. Les expériences de Caille et d'Annot. *17^e Réunion des Sciences de la Terre, Paris*, avril 2000, volume des résumés, 136.
- C41/ Déverchère J., Larroque C., Calais E., Béthoux N., Courboux F., Deschamps A., Anglade A. and A. Moreau (2000). Active deformation at the Southeasternmost France : some recent results and strategies at sea and on land. *Dynamic Evolution of active faulting in the Mediterranean Region*, Alger, october 9-11, Abstract volume, 22.
- C42/ Larroque C., Béthoux N., Calais E., Courboux F., Deschamps A., Déverchère J., Stéphan J.F., Ritz J.F. and E. Gilli (2001). Active tectonic and seismic hazard at the junction between the southern Alps and the Ligurian basin. *Congrès Riviera 2000*, October 21-23, Villefranche sur Mer, *Revue d'analyse spatiale et appliquée*, n° spécial, 105-110.
- C43/ Courboux F., Deschamps A., Duval A.M., Lomax A. and C. Larroque (2001). Les enseignements du séisme de Peille (M=3.3) du 1^{er} novembre 1999 (Alpes Maritimes, France). *Congrès Riviera 2000*, October 21-23, Villefranche sur Mer. *Revue d'analyse spatiale et appliquée*, n° spécial, 61-66.
- C44/ Courboux F. Deschamps A., Béthoux N., Brunel D., Calais E., Déverchère J., Gaffet S., Hustedt B., Larroque C., Lomax A., Maron C., Monfret T., Pillet R., Sansorny C., Stéphan J.F., Virieux J., Duval A.M., Meneroud J.P., Perez J.L., Vidal S. and P. Mondielli (2001). Preliminary results of the SALAM (Sismologie et Alea dans les Alpes Maritimes) experiment. *European Geophysical Society 26th General assembly*, Nice, march 26-30, abstracts volume, 73.
- C45/ Arjannikova A., Sankov V., Larroque C., Arjannikov S., Parfeveets A (2001). Late cenozoic and recent tectonic deformations in the Khusughul and Tunka basins transfer zone (western Baikal, Siberia-Mongolia). *International workshop for the Baikal & Hovsgol drilling project*, Ulaanbaatar, Mongolia, october 4-5, abstracts volume, 4.
- C46/ Delouis B., Déverchère J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque C. and V. Sankov (2002). A reappraisal of the source of the 1950 (Mw=6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relevance to the present-day strain pattern at the southwestern end of the Baikal rift zone. *European Geophysical Society 27th General assembly*, Nice, april 21-26, EGS02-A-01303.
- C47/ Arjannikova A., Larroque C., Ritz J.F., Déverchère J., Stéphan J.F., Arjannikov S. and V. Sankov (2002). Morphotectonic and active deformation at the southwestern Baikal rift zone (Mongolia-Siberia). *European Geophysical Society 27th General assembly*, Nice, april 21-26, EGS02-A-02860.
- C48/ Courboux F., Deschamps A., Castello B., Gélis C., Larroque C., Stéphan J.F. and J. Charreau (2002). New insights for active tectonics in Nice area (south of France) from the results of the seismological SALAM experiment (2000-2001). *European Geophysical Society 27th General assembly*, Nice, april 21-26, EGS02-A-05612.
- C49/ Larroque C., Courboux F., Charreau J., Deschamps A., Gélis C., Stéphan J.F., and J.L. Perez (2003). Active tectonics in the southwestern Alps : hidden faulting revealed by microseismicity in the Nice area (France). *European Geophysical Society – American Geophysical Union Joint Assembly*, Nice, april 6-11, EAE03-A-08452.
- C50/ Gélis C., Courboux F., Deschamps A., Got J.L., Duval A.M. and C. Larroque (2003). How seismic activity reveals active faults in the South East of France. *European Geophysical Society – American Geophysical Union Joint Assembly*, Nice, april 6-11, EAE03-A-05977.
- C51/ Ulzibat M., Delouis B., Deschamps A., Schlupp A. and C. Larroque (2004). September-October 2003 sequence of 3 large intracontinental earthquakes in Altay range (Russia-Mongolia) : Mw=7.3, Mw=6.4, Mw=6.7. *European Geophysical Society Assembly*, Nice, april 6-11, EGU04-A-04641.
- C52/ Vassallo R., Ritz J. F., Braucher R. Jolivet M., Larroque C., Sue C., Todbileg M., Javhaa D. and D. Bourlès (2004). Timing and uplift rates in Cenozoic transpressional mountain ranges within the Mongolia-Siberia region. *European Geophysical Union Assembly*, Vienne, april 2004, Abstract RSTGV-A-00210.
- C53/ Larroque C., Ritz J.F., Delouis B. and A. Arjannikova (2005). The 1950 (Mw 6.9) Mondy earthquake and the recent deformation of the southwesternmost Baikal Rift Zone (Mongolia-Siberia). *International Workshop on the Centennial of the Great 1905 Tsetserleg and Bolnay earthquake*, 22-29 july, Mongolia.
- C54/ Larroque C., Courboux F., Delouis B. Déverchère J. et S. Migeon (2005). Aléa sismique à la jonction Alpes-Bassin Ligure : où sera le prochain séisme de 1887 ? *Colloque Sciences et Technologies Marines du futur : un enjeu pour la Méditerranée*, Marseille, 19-20 Mai 2005, actes du colloque, 67.
- C55/ Vassallo R., Jolivet M., Ritz J.F., Braucher R. Arzhannikova N., Arzhannikov S., Chauvet A., Larroque C., Sue C. and Todbileg M. (2006). Chronology and uplift rates of the relief in the Altay and the Gobi-Altay mountain ranges (Mongolia). *European Geophysical Union Assembly*, Vienne, april 2006, EGU06-A-00573.

- C56/ Vassallo R., Ritz J.F., Braucher R., Carretier S., Jolivet M., Bourlès D., Chauvet A., Larroque C., Sue C. and M. Todbileg (2006). Timing and evolution of the deformation in a restraining bend: example of the Ih Bogd massif, Gobi-Altay, Mongolia. *European Geophysical Union Assembly*, Vienne, april 2006, EGU06-A-090044.
- C57/ Vassallo R., Ritz J.F., Jolivet M., Braucher R., Carretier S., Larroque C., Chauvet A., Sue C., Todbileg M., Bourlès D., Arzhannikova A. et S. Arzhannikov (2006). Chronologie et évolution des reliefs dans la région Sibérie-Mongolie : approches thermochronologique et morphotectonique. *Colloque « Reliefs de la Terre »*, Oléron 10-12 octobre, volume des Résumés.
- C58/ Larroque C., Migeon S., Beslier M.O., Mercier de Lépinay B., Sage F., Cattaneo A., Corradi N., Cuppari A., Marsset B. et L. Brosolo (2006). Aléa sismique et aléa gravitaire sur la marge nord du bassin Ligure : Résultats préliminaires de la campagne MALISAR 1. *20^e Réunion des Sciences de la Terre*, Dijon 4-8 décembre, volume des résumés, 88.
- C59/ Vassallo R., Ritz J.F., Jolivet M., Braucher R., Carretier S., Larroque C., Chauvet A., Sue C., Todbileg M., Bourlès D., Arzhannikova A. et S. Arzhannikov (2006). Chronologie et évolution des reliefs dans la région Mongolie-Sibérie : approche morphotectonique et thermochronologique. *20^e Réunion des Sciences de la Terre*, Dijon 4-8 décembre, volume des Résumés, 84.
- C60/ Migeon S., Cattaneo A., Larroque C., Mercier de Lépinay B., Beslier M.O., Corradi N., Cuppari A., Marsset B. and F. Sage (2007). Morphological evidences of recent submarine landslides on the Ligurian margin (North-western Mediterranean) : first results from the MALISAR cruise. *38th CIESM congress*, Istanbul, April 9-14, Abstract volume.
- C61/ Mercier de Lépinay B., Larroque C., Migeon S., Beslier M.O., Sage F., Cattaneo A., Corradi N., Cuppari A., Marsset B. and L. Brosolo (2007). Active tectonic along the northern margin of the Ligurian sea : Evidences from swath bathymetry and high-resolution seismic. *38th CIESM congress*, Istanbul, April 9-14, Abstract volume.
- C62/ Vassallo R., Ritz J.F., Braucher R., Jolivet M., Carretier S., Larroque C., Todbileg M., Arzhannikova A., Arzhannikov S. and D. Bourles (2007). Incision of fluvial terraces within an uplifting massif in the Gobi-Altay mountain range (Mongolia) : deciphering between tectonic and climatic processes. *European Geophysical Union Assembly*, Vienne, April 2007, EGU2007-A-07966.
- C63/ Scotti O., Larroque C., Baumont D., Virieux J., Courboux F., Delouis B., Deschamps A., Vallée M., Angelier J., Béthoux N. et O. Bellier (2007). Définition de scénarii sismiques pour la région de Nice, France. *7^{ième} Colloque National Association Française du Génie Parasismique*, Châtenay- Malabry, 4-7, volume des résumés, 166.
- C64/ Vassallo R., Ritz J.F., Braucher R., Jolivet M., Carretier S., Larroque C., Chauvet A., Sue C., Todbileg M., Bourlès D., Arzhannikova A. and S. Arzhannikov (2007). Analysing the evolution of faults during the building process of the Ih Bogd Massif, Gobi Altay. *50th anniversary earthquake conference commemorating the 1957 Gobi-Altay earthquake*, 27-29 july, Ulaanbaatar, Mongolia.
- C65/ Larroque C., Migeon S., Beslier M.O., Béthoux N., Charvis P., Courboux F., Delouis B., Deschamps A., Dessa J.X., Ioualalen M., Mercier de Lépinay B., Nocquet J.M., Régnier M., Ruellan E., Sage F., Sosson M., Bellier O., Cattaneo A., Duval A.M., Eva C., Sardou O. et O. Scotti (2008). La déformation lente de la jonction Alpes – Bassin Ligure, ses manifestations (sismicité, glissements, tsunamis) et application à l'évaluation des aléas : approche intégrée terre-mer. *Colloque « chantier Méditerranée »*, INSU, Paris 27-29 février, <http://www.insu.cnrs.fr/a2483,colloque-chantier-mediterranee.html>.
- C66/ Scotti O., Larroque C., Courboux F., Delouis B. and D. Baumont (2008). On the Definition of realistic Earthquake Parameters along potential active Faults in the French-Italian Riviera : a key step in Quantitative Seismic Hazard Assessment (QSHA) - a Platform for strong Ground Motion Modeling. *European Geosciences Union General Assembly*, Vienna, April 13-18th, Vol. 10, EGU2008-A-00000.
- C67/ Hippolyte J.C., Clauzon G., Bellier O., Larroque C. et S. Molliex (2008). Reconstitution du réseau hydrographique messinien et quantification de la déformation récente dans les Alpes du Sud (Nappe de Digne, Arc de Nice). *Séance spécialisée de la Société Géologique de France « Géodynamique et paléogéographie de l'aire méditerranéenne au Mio-Pliocène : l'interférence eustatisme-tectonique »*, Lyon 5-6 mai, Volume des Résumés, 44.
- C68/ Cattaneo A., Migeon S., Larroque C., Mercier de Lépinay B., Ruellan E., Sage F., Sosson M., Corradi N., Le Gonidec Y., Fanucci F. (2008). Seafloor instabilities and sediment transport on the steep and seismically active Ligurian margin (North-Western Mediterranean). *33^e International Geological Congress*, Oslo, August 6-14th, OSP-03 OSP-03.
- C69/ Deschamps A., Dessa J.X., Béthoux N., Solarino S., Eva E., Bellier O., Beslier M.O., Hello Y., Courboux F., Larroque C., Eva C., Pavan M., Zunino E., Scafidi D., Spallarossa D., Ferretti G., Brunel D., Pillet R. and G. Nolet (2008). Crustal transition between southwestern Alps and Ligurian Sea : the GROSMARIN experiment. *European Seismological Commission, 31st General Assembly*, Hersonissos, Crete, Greece, September 7-12, B653.

• *Rapports divers :*

- Larroque C. (1989). Tectonique des prismes d'accrétion : modélisation analogique et exemple de terrain en Sicile. *D.E.A. Universités de Marseille-Nice-Perpignan*, 87 p.
- Larroque C. (1993). L'accrétion tectonique de sédiments : modalités géométrique et cinématique, paléo-circulations de fluides (Etude d'un exemple : le prisme sicilien) et tectonique expérimentale : formation des bassins avant-arc et des zones de transfert de la déformation. *Thèse de doctorat en Sciences de la Terre de l'Université de Nice-Sophia Antipolis*, 315 p.

- Migeon S. et C. Larroque (2006). MALISAR 1 (18-30 août) : Levés bathymétriques EM 300, profils sismiques haute résolution et sondeur de sédiments sur la marge nord Ligure. *Rapport de Campagne en mer, IFREMER*, 43 p.
- Migeon S. et C. Larroque (2007). MALISAR 2 (31 mai-23 juin) : Carottage, Sondeur Acoustique Remorqué et bathymétrie AUV sur la marge nord Ligure. *Rapport de Campagne en mer, IFREMER*, 27 p.
- Scotti O. et C. Larroque (2007). Rapport d'étape du Work Package 2. *ANR Quantitative Seismic Hazard Assessment*, 18 p.
- Scotti O. et C. Larroque (2008). Final Report QSHA – WP2. *ANR Quantitative Seismic Hazard Assessment*, 24 p.

- *Conférences invitées :*

- Analog modelling : influence of the physical properties of the décollement level on the internal deformation of thrust wedges. *Division "géologie et exploration", AGIP (Milan), septembre 2001.*
- Circulations de fluides dans un prisme d'accrétion continental : le cas du front du prisme de Sicile. *Institut Français du Pétrole (Rueil Malmaison), Octobre 1993.*
- Déformations néogènes et circulation de fluides dans le prisme d'accrétion de Sicile. *Ecole Normale Supérieure (Paris), Mai 1994.*
- Déformation récente et active : le problème de l'estimation de l'aléa sismique à la jonction Alpes – Bassin Ligure. *Institut de Recherche et de Sécurité Nucléaire (Fontenay aux Roses), Janvier 2004.*
- Les indices de déformation récente et active à la jonction Alpes-Bassin Ligure et la relation faille-sismicité. *Séminaire du Collège de France, Marseille, Mars 2004.*

- *Films pédagogiques :*

- 1990** : Co-réalisation d'une cassette vidéo sur la « tectonique expérimentale des prismes d'accrétion océanique » (dir. : J. Malavieille et S. Calassou, laboratoire de Tectonique, Univ. de Montpellier). Durée : 30 minutes.
- 1995** : Réalisation d'une cassette vidéo sur la tectonique expérimentale : « INDE-ASIE, modélisation d'une collision » (CRDP de Nice). Durée : 16 minutes. (Film nominé au 11^e Festival du Film Scientifique de Palaiseau, 1995).

- *Ouvrage scientifique :*

- 2001** : **PV3** - « Physique de la Terre Solide : Observations et Théories ». C. Larroque et J. Virieux. Collection Géosciences, *Société Géologique de France - Edition Gordon and Breach Science Publisher*, 360 pp.

VII- Missions de terrain (depuis 1993)

| ANNEE | LIEU | THEMATIQUE | FINANCEMENT |
|-------------------|------------------------------|---|------------------------------------|
| Mai 1994 | République Dominicaine | mesures GPS (<i>CARGEONET</i>) | programme mecalith (<i>INSU</i>) |
| Octobre 1994 | Caille (arrière-pays niçois) | installation réseau sismologique | programme PNRN (<i>INSU</i>) |
| Juin 1995 | Eratini (Grèce) | intervention post-sismique | <i>INSU</i> |
| Avril 1996 | Bassin Ligure | sismique marine (<i>RINALIG</i>) | programme PNRN (<i>INSU</i>) |
| Avril 1997 | Vintimille | intervention post-sismique | <i>INSU</i> |
| Mai 1998 | Annot (arrière-pays niçois) | installation réseau sismologique | programme PNRN (<i>INSU</i>) |
| Août 1999 | Sibérie | morphotectonique | programme IT (<i>INSU</i>) |
| Août 2000 | Sibérie | morphotectonique | programme IT (<i>INSU</i>) |
| Octobre 2000 | Arc de Nice | installation réseau sismologique (<i>SALAM</i>) | programme PNRN (<i>INSU</i>) |
| Juillet-Août 2001 | Sibérie-Mongolie | morphotectonique-paléosismologie | programme IT (<i>INSU</i>) et |
| OTAN | | | |
| Septembre 2001 | Campi Flegrei (Italie) | expérience de sismologie (<i>SERAPIS</i>) | <i>INSU</i> |
| Juillet 2003 | Mongolie | morphotectonique-paléosismologie | <i>PICS</i> |
| Septembre 2004 | Vallée du Var | installation réseau sismologique (<i>PASIS</i>) | programme PASSERELLE |
| (<i>MEDD</i>) | | | |
| Juillet-Août 2005 | Mongolie | morphotectonique | programme RT (<i>INSU</i>) |
| Juillet 2006 | Sibérie | morphotectonique | programme RT (<i>INSU</i>) |
| Août 2006 | Bassin Ligure | bathymétrie et sismique HR (<i>MALSAR-I</i>) | <i>INSU - IFREMER</i> |
| Juin 2007 | Bassin Ligure | bathymétrie AUV et sismique (<i>MALISAR-II</i>) | <i>INSU - IFREMER</i> |

VIII- Expertises

- *Articles et ouvrages scientifiques :*

- Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences.
- Bulletin de la Société Géologique de France.
- Tectonophysics.
- Terra Nova.
- Editions Gordon and Breach Scientific Publisher.

- *Evaluation de projets de recherche :*

- 2003 et 2004 : Action Concertée Incitative (MENRT).

- 2004 : projet « failles actives et aléa sismique en région PACA » (BRGM).

IX- Conférences « grand public » et organisation d'exposition

- *Fêtes de la Science :*

- 1993 : conférence « L'éruption de l'Etna en avril 1992 », Sophia Antipolis.
- 1995 : conférence « La formation des chaînes de montagne commence sous la mer », Sophia Antipolis.
- 1996 : conférence « Les séismes », Lycée Masséna, Nice.
- 2002 : conférence dans le cadre du programme sismo des écoles « L'étude des tremblements de terre », Lycée Colbert, Reims.
- 2003 : conférence dans le cadre du programme sismo des écoles « Les tremblements de terre en France », Lycée Colbert, Reims.
- 2004 : conférence dans le cadre du programme sismo des écoles « Les mouvements du sol : séismes et glissements de terrain », Lycée Colbert, Reims.
- 2005 : conférence dans le cadre du programme sismo des écoles « Les mouvements de l'océan : vagues, houle, marées, tsunami et courants océaniques », Lycée Colbert, Reims.
- 2006 : conférence dans le cadre du programme sismo des écoles « La terre profonde : quoi de neuf depuis Jules Verne ? », Lycée Colbert, Reims.
- 2007 : conférence dans le cadre du programme sismos à l'école « L'observation de l'environnement terrestre par satellite : surveillance et prévention », Lycée Colbert, Reims.
- 2008 : conférence dans le cadre de l'exposition « séismes et tsunamis : vivre avec le risque » : « Les tremblements de terre, Pourquoi ? Où ? Quand ? UFR Sciences Exactes et Naturelles, Reims.

- *Formation continue (Plan Académique de Formation) :*

- 1992 : Cours : L'exploration des océans, de nouveaux moyens techniques, de nouvelles données (Sophia Antipolis), APBG – Rectorat de l'Académie de Nice.
- 1993 : Organisation de 3 Cours « Soleil, Atmosphère, Océan et climats » (Sophia Antipolis), APBG – Rectorat de l'Académie de Nice.
- 1994 : Cours : Les méthodes sismiques, voir le sous-sol dans les bassins sédimentaires (Sophia Antipolis), Sortie de terrain : un objet géologique de terrain à l'« échelle sismique » : la faille normale de Saint Benoît (arc de Castellane), APBG – Rectorat de l'Académie de Nice.
- 1995 : Organisation de 3 Cours « astronomie et sciences de la Terre » (Sophia Antipolis), APBG – Rectorat de l'Académie de Nice.
- 1996 : Cours : Géodynamique de la Méditerranée occidentale (Sophia Antipolis), Sortie de terrain : le volcanisme cénozoïque de Biot-Villeneuve Loubet, APBG – Rectorat de l'Académie de Nice.
- 1997 : Cours « La mesure du temps en sciences de la Terre et de l'Univers et son utilisation » (Lycée Saint Exupéry, Saint Raphaël), APBG – Rectorat de l'Académie de Nice.
- 1999 : Cours : la déformation actuelle en Europe, sismicité et risque associé, Rectorat de l'Académie de Reims.
- 2001 : Organisation de 4 cours : « climatologie », IUFM – Rectorat de l'Académie de Reims – Champagne Ardenne.
- 2002 : Organisation de 4 cours : « climatologie », IUFM – Rectorat de l'Académie de Reims – Champagne Ardenne.
- 2004 : Organisation de 4 cours : Géodynamique et pétrogenèse magmatique et métamorphique des zones de divergence et des zones de convergence de la lithosphère, IUFM – Rectorat de l'Académie de Reims – Champagne Ardenne.

- *Journées Nationales Edusismo (programme « sismos à l'école »), 17-18-19 janvier 2007, Sophia Antipolis.*

- Conférence « la géologie des tremblements de terre ».
- Séminaire d'une journée sur le terrain « relation faille – sismicité dans l'arrière-pays niçois ».

- *Journées Nationales Edusismo (programme « sismos à l'école »), 5-6-7 novembre 2008, Sophia Antipolis.*

- Conférence « Risque et aléa sismique : un exemple en domaine intraplaque, la jonction Alpes – Bassin Ligure ».

- *Organisation de l'exposition « Séismes et Tsunamis : vivre avec le risque » (création du Palais de la Découverte) à l'UFR Sciences Exactes et Naturelles de Reims (17-28 novembre 2008).*

- Montage du financement avec l'aide du Conseil Régional Champagne-Ardenne et du Fond Européen de Développement Régional (FEDER).
- Organisation de l'ouverture au grand public.
- Co-organisation d'une équipe de 8 animateurs (Professeurs stagiaires PLC2 et PE de l'IUFM) pour l'accueil des classes de Lycée et de Collège (visite de 60 classes, soit plus de 1500 élèves de l'Académie de Champagne Ardenne).

BIBLIOGRAPHIE

- AFPS (1996).** Le Seisme de Hyogo-Ken Nambu (Kobé, Japon) du 17 Janvier 1995. *Association Française du Génie Parasismique*, 173 pp.
- AFPS (2002).** Conception parasismique des bâtiments. *Guide de l'Association Française du Génie Parasismique*, 140 pp.
- Ambert P., Philip H. et J.F. Ritz (1998).** Commentaires à la note « Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France) ». *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 327, 857-859.
- Ambraseys N.N., Douglas J., Sarma S.K. and P.M. Smit (2005).** Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East : horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 3, 1-53.
- Amelung F. and G.C.P. King (1997).** Large scale tectonic deformation inferred from small earthquakes. *Nature*, 386, 702-705.
- Amorèse D., Walker A., Lagarde J.L., Sautoire J.P., Volant P., Font M. and M. Lecornu (2000).** New seismotectonic data from an intraplate region : focal mechanisms in the Armorican Massif (Northwestern France). *Geophysical Journal International*, 143, 837-846.
- Anderson J.G. (1986).** Seismic strain rates in the central and eastern U.S. *Seismological Society of America Bulletin*, 76, 273-290.
- Anderson J.G., Bodin P., Brune J.N., Prince J., Singh S.K., Quaas R. and M. Onate (1986).** Strong ground motion from the Michoacan Mexico earthquake (September 19, 1985). *Science*, 233, 1043-1049.
- Anderson H. and J. Jackson (1987).** Active tectonics of the Adriatic region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 91, 937-983.
- Anglin F.M. (1984).** Seismicity and faulting in the Charlevoix zone of the Saint Lawrence valley. *Seismological Society of America Bulletin*, 74, 595-603.
- Argus D.F. and R.G. Gordon (1996).** Test of the rigid-plate hypothesis and bounds on intraplate deformation using geodetic data from Very Long Base Interferometry. *Journal of Geophysical Research*, 101, B6, 13555-13572.
- Arjannikova A., Larroque C., Ritz J.F., Déverchère J., Stéphan J.F., Arjannikov S. and V. San'kov (2004).** Geometry and kinematics of recent deformation in the southwesternmost Baikal rift zone (Mongolia-Siberia). *Terra Nova*, 16, 265-272.
- Artyushkov E.V. (1973).** Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities. *Journal of Geophysical Research*, 78, 32, 7675-7708.
- Arvidsson R. (1996).** Fennoscandian earthquakes : whole crustal rupturing related to postglacial rebound. *Science*, 274, 744-746.
- Audin L., Avouac J.P., Flouzat M. and J.L. Plantet (2002).** Fluid-driven seismicity in a stable tectonic context : the Remiremont fault zone, Vosges, France. *Geophysical Research Letter*, 29, 6, 1091-1094.
- Augliera P., Béthoux N., Déverchère J. and C. Eva (1994).** The Ligurian Sea : new seismotectonic evidence. *Bolletino di Geofisica Teorica e Applicata*, XXXVI (141-144), 363-380.
- Avouac J.P. and P. Tapponnier (1993).** Kinematic model of deformation in central Asia. *Geophysical Research Letters*, 20, 10, 895-898.
- Baisch S., Bohnhoff M., Ceranna L., Tu Y. and H.P. Harjes (2002).** Probing the crust to 9 km depth : fluid injection experiments and induced seismicity at the KTB superdeep drilling hole, Germany. *Seismological Society of America Bulletin*, 92, 6, 2369-2380.
- Baize S., Cushing M., Lemeille F., Granier T., Grellet B., Carbon D., Combes P. et C. Hibschi (2002).** Inventaire des indices de rupture affectant le Quaternaire en relation avec les grandes structures connues en France métropolitaine et dans les régions limitrophes. *Société Géologique de France*, Mémoire hors série, 175, 142 pp.
- Bakun W.H. and M.G. Hopper (2004).** Magnitudes and locations of the 1811-1812 New Madrid, Missouri, and the 1886 Charleston, South Carolina Earthquakes. *Seismological Society of America Bulletin*, 94, 1, 64-75.
- Bakun W.H. and O. Scotti (2006).** Regional intensity attenuation models for France and the estimation of magnitude and location of historical earthquakes. *Geophysical Journal International*, 164, 596-610.
- Baljinnyam I., Bayasgalan A., Borisov A., Cisternas A., Dem'yanivitch M., Ganbaatar L., Kochetkov V., Kurushin R., Molnar P., Philip H. and Y. Vashilov (1993).** Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings. *Geological Society of America*, Memoir 181, 62 pp.
- Barani S., Spallarossa D., Bazzurro P. and C. Eva (2007).** Sensitivity analysis of seismic hazard for Western Liguria (North Western Italy) : a first attempt towards the understanding and quantification of hazard uncertainty. *Tectonophysics*, 435, 1-4, 13-35.
- Bard P.Y., Campillo M., Chavez-Garcia F.J. and F. Sanchez-Sesma (1988).** The Mexico earthquake of september 19, 1985. A theoretical investigation of large- and small-scale amplification effect in the Mexico city valley. *Earthquake Spectra*, 4, 609-633.
- Baroux E., Béthoux N. and O. Bellier (2001).** Analyses of the stress field in the southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophysical Journal International*, 145, 336-348.
- Baroux E., Pino N.A., Valensise G., Scotti O. and M. Cushing (2003).** Source parameters of the 11 june 1909, Lambesc (southern France) earthquake : a reappraisal based on microseismic, seismological and geodetic observations. *Journal of Geophysical Research*, 108, doi:10.9/2002JB002348.
- Baubron J.C. (1988).** Essai de caractérisation géochimique d'une faille sismogène par analyse in situ des gaz des sols. *Rapport BRGM*, 88 DT 006 ANA.

- Bent A.L. (1995).** A complex double-couple source mechanism for the Ms 7.2 1929 Grand Banks earthquake. *Seismological Society of America Bulletin*, 85, 4, 1003-1020.
- Bent A.L. (2002).** The Ms=7.3 Baffin Bay earthquake : strike slip faulting along the northeastern Canadian passive margin. *Geophysical Journal International*, 150, 3, 724-736.
- Béranger J.L., Pascussi F. et H. Ferry (2006).** Le cahier d'activité du sismo. *Publication du C.R.D.P. de Nice*, 96 pp.
- Béranger J.L. et J. Virieux (2006).** Projet éducatif « sismo des écoles ». *Géosciences, Bulletin du B.R.G.M.*, n°4, 49.
- Berge –Thierry C., Cotton F., Scotti O., Griot-Pommiera D.A. and Y. Fukushima (2003).** New empirical response spectral attenuation laws for moderate European earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*, 7, 2, 193-222.
- Bergerat F. (1987).** Stress field in the European platform at the time of the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6, 2, 99-132.
- Bergman E.A. (1986).** Intraplate earthquakes and the state of stress in oceanic Lithosphere. *Tectonophysics*, 132, 1-3, 1-35.
- Bernard P. (2004).** Qu'est-ce qui fait trembler la Terre ? A l'origine des catastrophes sismiques. *Edition EDP Sciences*, 287 pp.
- Béthoux N., Cattaneo M., Delpech P.Y., Eva C., and J.P. Réhault (1988).** Mécanismes au foyer de séismes en mer Ligure et dans le Sud des Alpes occidentales: résultats et interprétations. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 307, 71-77.
- Béthoux N., Fréchet J., Guyoton F., Thouvenot F., Cattaneo M., Eva C., Nicolas M. and M. Granet (1992).** A closing Ligurian sea. *Pure and Applied Geophysics*, 139, 179-194.
- Béthoux N., Ouillon G. and M. Nicolas (1998).** The instrumental seismicity of the Western Alps : spatio-temporal patterns analysed with the wavelets transform. *Geophysical Journal International*, 135, 177-194.
- Béthoux N., Tric E., Chery J. and M.O. Beslier.** Why is the Ligurian basin (Mediterranean sea) seismogenic ? Thermomechanical modeling of a reactivated passive margin. *Tectonics*, sous presse.
- Béthoux N. (2001).** Des Alpes aux Apennins, contribution à l'étude de la structure profonde et de la déformation sismique. *Rapport d'Habilitation à Diriger les Recherches*, Université de Nice – Sophia Antipolis, 110 pp.
- Bettinelli P., Avouac J.P., Flouzat M., Bollinger L., Ramillien G., Rajaure S. and S. Sapkota (2008).** Seasonal variations of seismicity and geodetic strain in the Himalaya induced by surface hydrology. *Earth and Planetary Science Letters*, 266, 332-344.
- Bigot-Cormier F., Poupeau G. et M. Sosson (2000).** Dénudations différentielles du massif externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélée par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 330, 363-370.
- Bigot-Cormier F., Sage F., Sosson M., Déverchère J., Ferrandini M., Guennoc P., Popoff M., et J.F. Stéphan (2004).** Déformations pliocènes de la marge nord-Ligure (France) : Les conséquences d'un chevauchement crustal sud-alpin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175, 2, 197-211.
- Blundell D., Freeman R. and S. Mueller (1992).** A continent revealed : the European Geotraverse. *Cambridge University Press*, 275 pp.
- Bogdanoff S., Michard A., Poupeau G. and M. Mansour (2000).** Apatite fission track analysis in the Argentera massif : Evidence of contrasting denudation rates in the external crystalline massifs of the Western Alps. *Terra Nova*, 12, 117-125.
- Bogdanoff S., Menot R.P. et G. Vivier (1991).** Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales françaises, un fragment de la zone interne varisque. *Sciences Géologiques, Université Louis Pasteur (Strasbourg) – CNRS*, 44, 237-285.
- Boncio P. (2008).** Deep-crust strike-slip earthquake faulting in southern Italy aided by high fluid pressure : insights from rheological analysis. *Journal of the Geological Society, Special Publication*, 299, 195-210.
- Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smriglio G. and G. Valensise (1995).** Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 A.C. al 1980. *Istituto Nazionale di Geofisica-Storia Geofisica Ambiente*, Bologna, 973 pp.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G. and P. Gasperini (1997).** The catalogue of strong Italian Earthquakes on the web. <http://storing.ingrm.it/cft/>.
- Bossolasco M., Cicconi G., Eva C. & V. Pascale (1972).** La rete sismica dell'Istituto Geofisico di Genova e primi risultati sulla sismo-tettonica delle Alpi Marittime ed Occidentali, e del Mar Ligure. *Rivista Italiana di Geofisica*, XXI, 5/6, 229-247.
- Boudiaf A., Philip H., Coutelle A. et J.F. Ritz (1999).** Découverte d'un chevauchement d'âge quaternaire au sud de la Grande Kabylie (Algérie). *Geodynamica Acta*, 12, 2, 71-80.
- Bour M., Dominique P., Blès J.L., Godefroy P., Martin C. and M. Terrier (2000).** Zonation of Metropolitan France for the application of earthquake-resistant building regulations to critical facilities, Part 2 : Seismic zonation. *Journal of Seismology*, 4, 231-245.
- Bowman J.R. and J.W. Dewey (1991).** Relocation of teleseismically recorded earthquakes near Tennant Creek, Australia : implications for midplate seismogenesis. *Journal of Geophysical Research*, 96, B7, 11973-11979.
- Braile L.W., Keller G.R., Hinze W.J. and E.G. Lidiak (1982).** An ancient rift complex and its relation to contemporary seismicity in the New Madrid seismic zone. *Tectonics*, 1, 225-237.
- Bräuer K., Kämpf H., Strauch G. and S.M. Weise (2003).** Isotopic evidence ($^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{13}\text{CO}_2$) of fluid-triggered intraplate seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 108, B2, 1-11.

- Briais A., Armijo R., Winter T., Tapponnier P. et A. Herbecq (1990). Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees. *Annales Tectonicae*, IV, 1, 19-42.
- Burbank D.W., Anderson R.S. (1996). Tectonic geomorphology. *Longman Scientific and Technical*, 274 pp.
- Burchfiel B.C., Royden L.H., van der Hilst R.D., Hager B.H., Chen Z., King R.W., Li C., Lu J., Yao H. and E. Kirby (2008). Geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake. *GSA Today*, 18, 4-11.
- Byerlee J.D. (1978). Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116, 615-626.
- Byerlee J.D. (1993). Model for episodic flow of high-pressure water in fault zones before earthquakes. *Geology*, 21, 303-306.
- Calais E., Galisson L., Stéphan J.F., Delteil J., Deverchère J., Larroque C., Mercier de Lépinay B., Popoff M. and M. Sosson (2000). Crustal strain in the southern Alps, France, 1948-1998. *Tectonophysics*, 319, 1-17.
- Calais E., Nocquet J.M., Jouanne F. et M. Tardy (2002). Current strain regime in the western Alps from continuous global positioning system measurements. *Geology*, 30, 7, 651-654.
- Calais E., Vergnolle M., Déverchère J., Sankov V., Likhnev A., and S. Amarjargal S. (2002). Are post-seismic effects of the M=8.4 Bolnay earthquake (July 12, 1905) still influencing GPS velocities in the Mongolia-Baikal area ? *Geophysical Journal International*, 148, 1-12.
- Calais E., Vergnolle M., Sankov V., Likhnev A., Miroshnitchenko A., Amarjargal S. and J. Déverchère (2003). GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994-2002): Implications for current kinematics of Asia. *Journal of Geophysical Research*, 108, B10, 2501, doi:10.1029/ 2002JB002373.
- Calais E., Mattioli G., DeMets C., Nocquet J.M., Stein S., Newman A. and P. Rydelek (2005). Tectonic strain in plate interiors ? *Nature*, 438, E9-E10.
- Calais E., Han J.Y., DeMets C. and J.M. Nocquet (2006). Deformation of the North American plate interior from a decade of continuous GPS measurements. *Journal of Geophysical Research*, 111, B6, doi:10.1029/2005JB004253.
- Calais E. and S. Stein (2009). Time variable deformation in the New Madrid seismic zone. *Science*, 323, 1442.
- Camelbeeck T. (2001). Evaluation of the potential for large earthquakes in regions of present-day low seismic activity in Europe. *Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw*, 80, 3-4, 67-68.
- Chamoot-Rooke N., Gaulier J.M. and F. Jestin (1999). Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provençal basin from 3D gravity inversion : geodynamic implications. In the Mediterranean Basins : Tertiary extension within the Alpine orogen. In Durand B. et al. (Eds), *Geological Society of London Special Publication*, 156, 37-62.
- Capponi G., Eva C., and F. Merlanti (1980). Il terremoto del 23 febbraio 1887 in Liguria occidentale. *Estratto dagli Atti dell'Accademia Ligure di Scienze e Lettere*, XXXVII, 1-35.
- Cattaneo A., Migeon S., Larroque C., Mercier de Lépinay B., Ruellan E., Sage F., Sosson M., Corradi N., Le Gonidec Y., Fanucci F. (2008). Seafloor instabilities and sediment transport on the steep and seismically active Ligurian margin (North-Western Mediterranean). 33rd International Geological Congress, Oslo, August 6-14th, OSP-03 OSP-03.
- Cattaneo M., Augliera P., Parolai S. and D. Spallarossa (1999). Anomalous deep earthquakes in northwestern Italy. *Journal of Seismology*, 3, 421-435.
- Cermak V. (1993). Lithospheric thermal regimes in Europe. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 79, 1-2, 179-193.
- Champion C., Choukroune P. and G. Clauzon (2000). La déformation post-pliocène en Provence occidentale. *Geodynamica Acta*, 13, 67-85.
- Chardon D. and O. Bellier (2003). Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake : structure and evolution of the Trévaresse ridge anticline. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174, 5, 497-510.
- Chardon D., Hermitte D., Nguyen F. and O. Belier (2005). First paleoseismological constraints on the strongest earthquake in France (Provence) in the twentieth century. *Geology*, 33, 901-904.
- Charlier S. (2007). Caractérisation du séisme Ligure du 23 février 1887 par une approche combinée : données historiques, analyse morphostructurale et modélisation du tsunami associé. *Mémoire de Master 2 « Dynamique des Systèmes Géologiques et Aléas », Université de Nice-Sophia Antipolis*, 127 pp.
- Charpak G. (1996). La main à la pâte, les sciences à l'école primaire. *Edition Flammarion*.
- Charreau J. (2002). Déformations actuelles dans l'arc de Nice : caractérisation des structures actives par approche combinée tectonique-géomorphologie-sismotectonique. *Mémoire de D.E.A. « Dynamique de la Lithosphère », Université de Nice-Sophia Antipolis*, 117 pp.
- Chaumillon E., Deverchère J., Réhault J.P. et E. Gueguen (1994). Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée Occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 319, 675-682.
- Chemenda A., Bouissou S. and D. Bachmann (2005). Three-dimensional physical modeling of deep-seated landslides : New technique and first results. *Journal of Geophysical Research*, 110, F04004, doi:10.1029/2004JF000264.
- Chen W.P. (1988). A brief update on the focal depth of intracontinental earthquakes and their correlation's with heat flow and tectonic age. *Seismological Research Letter*, 59, 263-272.

- Chen Y.C., Sunq Q. and K.Y. Cheng (2003).** Along-strike variations of morphotectonic features in the western foothills of Taiwan : tectonic implications based on stream gradient and hypsometric analysis. *Geomorphology*, 56, 1-2, 109-137.
- Chéry J., Carretier S. and J.F. Ritz (2001).** Post-seismic stress transfer explains time clustering of earthquakes in Mongolia. *Earth and Planetary Science Letters*, 194, 277-286.
- Chirabba C., Jovanne L. and R. DiStefano (2005).** A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics*, 395, 251-268.
- Chung W.Y. and H. Gao (1997).** The Greenland earthquake of the 11 July 1987 and postglacial fault reactivation along a passive margin. *Seismological Society of America Bulletin*, 87, 4, 1058-1068.
- Claesson L., A. Skelton and G. Graham (2007).** Fluid-rock interaction and fault sealing in a region affected by earthquakes. *Euro-conference of rock physics and geomechanics on natural hazard*, Erice Italy, 25-30 september, abstracts volume, 28-29.
- Clark D. and K. McCue (2003).** Australian paleoseismology : toward a better basis for seismic hazard estimation. *Annals of Geophysics*, 46, 5, 1087-1105.
- Clauzon G., Rubino J.L. and J.P. Suc (1996).** Les rias pliocènes du Var et de Ligurie : comblement sédimentaire et évolution géodynamique. *Field trip book of the Groupe Français d'Etude du Néogène/Groupe Français de Géomorphologie*, 36p.
- Cloetingh S. and R. Wortel (1986).** Stress in the Indo-Australian plate. *Tectonophysics*, 132, 49-67.
- Coblentz D.D., Sandiford M., Richardson R.M., Zhou S. and R. Hillis (1995).** The origins of the intraplate stress field in continental Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 299-309.
- Corsini M., Ruffet G. and R. Caby (2004).** Alpine and late hercynian geochronological constraints in the Argentera massif (Western Alps). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 97, 3-15.
- Courboulex F., Duval A.M., Deschamps A., Lomax A. et C. Larroque (2001).** Les enseignements du petit séisme de Peille (Alpes-Maritimes, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 333, 105-11.
- Courboulex F., Larroque C., Deschamps A., Gélis C., Charreau J. and J.F. Stéphan (2003).** Hidden faulting revealed by microseismicity in the south-east of France. *Geophysical Research Letter*, 30, 15, 1782-1786.
- Courboulex F., Larroque C., Deschamps A., Sansorny C., Gélis C., Got J.L., Charreau J., Stéphan J.F., Béthoux N., Virieux J., Brunel D., Maron C., Duval A.M., Vidal S. and P. Mondielli (2007).** Seismic hazard on the French Riviera : new data, interpretations and simulations. *Geophysical Journal International*, 170, 1, 387-400.
- Courteau R. (2007).** L'évaluation et la prévention du risque tsunami sur les côtes françaises en métropole et outre-mer. *Rapport pour l'office parlementaire d'évaluation des choix scientifiques et technologiques*, n°488, Assemblée Nationale (France). <http://www.senat.fr/noticerap/2007/r07-117-notice.html>
- Cox R.T., Van Arsdale R.B., Harris J.B. and D. Larsen (2001).** Neotectonics of the southeastern Reelfoot rift zone margin, central United States, and implications for regional strain accommodation. *Geology*, 29, 5, 419-422.
- Crone A.J., Manchette M.N. and J.R. Bowman (1992).** Geologic investigations of the 1988 Tennant Creek Australia earthquake : implications for paleoseismicity in stable continental regions. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 2032-A, 51.
- Crone A.J., de Martini P.M., Machette M.N., Okumura K. and J.R. Prescott (2003).** Paleoseismicity of two historically quiescent faults in Australia : implications for fault behaviour in stable continental region. *Seismological Society of America Bulletin*, 93, 5, 1913-1934.
- Csontos R., Arsdale R.V., Cox R. and B Waldron (2008).** Reelfoot rift and its impact on Quaternary deformation in the central Mississippi River valley. *Geosphere*, 4, 1, 145-158.
- Cunningham W., Windley B., Dorjnamjaa D., Badamgarov J. and M. Saandar (1996).** Late cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi-Altai Tien Shan connection. *Earth and Planetary Science Letters*, 140, 67-81.
- Cushing M., Bellier O., Nechtschein S., Sébrier M., Lomax A., Volant P., Dervin P., Guignand P. and L. Bove (2007).** A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment : the exemple of the Middle Durance Fault (SE France). *Geophysical Journal International*, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03683.x
- Daëron M., Klinger Y., Tapponnier P., Elias A., Jacques E. and A. Sursock (2007).** 12,000-year-long record of 10 to 13 paleoearthquakes on the Yammoûneh fault, Levant fault system, Lebanon. *Seismological Society of America Bulletin*, 97, 3, 749-771.
- Dardeau G. et P.C. De Graciansky (1990).** Halocinèese et rifting téthysien dans les Alpes-Maritimes (France). *Bulletin du Centre de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 14, 443-464.
- De Graciansky P.C. and M. Lemoine (1988).** Early Cretaceous extensional tectonics in the southwestern French Alps : a consequence of North Atlantic rifting during Tethyan spreading. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, IV, 5, 733-737.
- Della Vedova B., Lucazeau F., Pasquale V., Pellis G. and M. Verdoya (1995).** Heat flow in the tectonic provinces crossed by the southern segment of the European Geotraverse. *Tectonophysics*, 244, 57-74.
- Delouis B., Haessler H., Cisternas A. and L. Riviera (1993).** Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics*, 221, 3-4, 413-438.

- Delouis B., Déverchère J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque C., J.F. Ritz and V. Sankov (2002).** A reappraisal of the source of the 1950 (Mw=6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relevance to the present-day strain pattern at the southwestern end of the Baikal rift zone. *Terra Nova*, 14, 491-500.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F. and S. Stein (1994).** Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21, 20, 2191-2194.
- Deng J., Gurnis M., Kanamori H. and E. Hauksson (1998).** Viscoelastic flow in the lower crust after the 1992 Landers, California, earthquake. *Science*, 282, 1689-1692.
- Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Kasmin V.G., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sbortshikov I.M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin J., Sibuet J.C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lavez J.P. and B. Biju-Duval (1986).** Geological evolution of the Tethys belt from Atlantic to Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Déverchère J. (1999).** Rifting continental : causes, effets, évolution, exemple du rift Baïkal. *Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI*, 100 pp.
- Dewey J., Helman M., Turco E., Hutton D. and S. Knott (1989).** Kinematics of the western Mediterranean. In : *Alpine Tectonics*, M. Coward, D. Dietrich and G.G. Parks (Eds), *Geological Society of London*, Special Publication, 45, 265-283.
- Di Toro G., Pennachioni G. and G. Teza (2005).** Can pseudotachylytes be used to infer earthquake source parameters ? An example of limitations in the study of exhumed fault. *Tectonophysics*, 402, 3-20.
- Doig R. (1998).** 3000-year paleosismological record from the region of the 1988 Saguenay, Quebec, Earthquake. *Seismological Society of America Bulletin*, 88, 5, 1198-1203.
- Dragert H., Wang K. and T.S. James (2001).** A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science*, 292, 1525-1528.
- Dubar M. and J.L. Perez (1989).** Quaternary neotectonics bordering on the subalpine "Arc de Nice". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 308, 1485-1490.
- Dubar M., Innocent C. and O. Sivan.** Radiometric dating (U/Th) of the lower marine terrace (MIS 5.5) west of Nice (French Riviera) : Morphological and neotectonic quantitative implications. *Comptes Rendus Geosciences* (sous presse).
- Dugarmaa T. and A. Schlupp (2003).** One century of seismicity in Mongolia (1900-2000), historical and instrumental seismicity map. RCAG – DASE.
- Duval A.M. (1996).** Détermination de la réponse d'un site aux séismes à l'aide du bruit de fond, évaluation expérimentale. *Rapport Etudes et Recherches des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, n°GT62, LCPC Paris, 264 pp.
- Duval A.M. (2007).** Des effets de site aux scénarios de crise sismique : méthodes et applications. *Rapport d'Habilitations à Diriger les Recherches*, Université des Sciences et Technologies de Lille, 176 pp.
- Duval A.M., Bertrand E., Vidal S. et J. Delgado.** Détection des effets de site : mise au point de méthodes expérimentales et application à Nice. *Bulletin du Laboratoire des Ponts et Chaussées*, Numéro Spécial « Risques Sismiques » (soumis en 2008).
- Edel J.B., Dubois D., Marchant R., Hernandez J. et M. Cosca (2001).** La rotation miocène inférieure du bloc corso-sarde; nouvelles contraintes paléomagnétiques sur la fin du mouvement. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 3, 275-283.
- Ekström G. and P. England (1989).** Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation. *Journal of Geophysical Research*, 94, B8, 10231-10257.
- England P. and G. Houseman (1989).** Extension during continental convergence. *Journal of Geophysical Research*, 94, 17561-17579.
- England P. and P. Molnar (1990).** Surface uplift, uplift of rocks and exhumation of rocks. *Geology*, 18, 1173-1177.
- England P. and P. Molnar (1997).** Active deformation of Asia : from kinematics to dynamics. *Science*, 278, 647-650.
- Eva C. and A.B. Rabinovich (1997).** The February 23, 1887 tsunami recorded on the Ligurian coast, western Mediterranean. *Geophysical Research Letter*, 24, 2211-2214.
- Eva E., Solarino S. and C. Eva (1997).** Stress tensor orientation derived from fault plane solutions in the southwestern Alps. *Journal of Geophysical Research*, 102, B4, 8171-8185.
- Eva E., Pastore S. and N. Deichmann (1998).** Evidence for ongoing extensional deformation in the western Swiss Alps and thrust-faulting in the Southwestern alpine foreland. *Journal of Geodynamics*, 26, 1, 27-43.
- Eva E. and S. Solarino (1998).** Variations of stress directions in the western Alpine arc. *Geophysical Journal International*, 135, 438-448.
- Feigl K.L., Agnew D.C., Bock Y., Dong D., Donnellan A., Hager B.H., Herring T.A., Jackson D.D., Jordan T.H., King R.W., Larsen S., Larson K.M., Murray M.H., Shen Z. and F.H. Webb (1993).** Space geodetic measurement of crustal deformation in central and southern California, 1984-1992. *Journal of Geophysical Research*, 98, B12, 21677-21712.
- Ferhat G., Feigl K., Ritz J.F. and A. Souriau (1998).** Geodetic measurement of tectonic deformation in the southern Alps and Provence, France, 1887-1994. *Earth and Planetary Sciences Letter*, 159, 35-46.
- Ferrari G. (1991).** The 1887 Ligurian earthquake : a detailed study from contemporary scientific observations. *Tectonophysics*, 193, 131-139.
- Ferry F. (2008).** Projet sismo des élèves. *Bulletin de l'Association des Professeurs de Biologie-Géologie*, 3, 109-124.

- Fialko Y. and Y. Khazan (2005).** Fusion by earthquake fault friction : stick or slip ? *Journal of Geophysical Research*, 110, B12407, doi 10.1029/2005JB003869.
- Fleitout L. and C. Froideveaux (1982).** Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics*, 1, 21-56.
- Florensov N.A. and V.P. Solonenko (1965).** The Gobi Altay earthquake. *U.S. Dept. of Commer., Washingtoun, D.C.*
- Fréchet J. et N. Pavoni (1979).** Etude de sismicité de la zone Briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portables. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 72, 763-769.
- Fukuyama E., Ikeda R. and C.A.J. Wibberley (2004).** Physics of active faults, theory, observation and experiments. *Tectonophysics*, 378, 141-142.
- Gaffet S., Larroque C., Deschamps A. and F. Tressols (1998).** Dense array experiment for observation of waveform perturbation induced by local structure diffraction. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17, 475-484.
- Ghafiri A. (1995).** Paléosismicité de failles actives en contexte de sismicité modérée : application à l'évaluation de l'aléa sismique dans le Sud-Est de la France. *Thèse de doctorat de l'Université Paris XI-Orsay*, 373 pp.
- Geli L., Bard P.Y. and B. Julien (1988).** The effect of topography on earthquake ground motion : a review and new results. *Seismological Society of America Bulletin*, 78, 42-63.
- Gélis C. (2002).** La crise sismique de Blausasc dans les Alpes Maritimes (2000) : localisations absolue et relative. *Mémoire de D.E.A. « Dynamique de la Lithosphère », Université de Nice-Sophia Antipolis*, 112 pp.
- Gidon M. (1977).** Notice de la carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Larche n°896, *Editions BRGM*, Orléans.
- Gidon M. et J.L. Pairis (1992).** Relations entre le charriage de la Nappe de Digne et la structure de son autochtone dans la vallée du Bès (Alpes de Haute-Provence, France). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 85/2, 327-359.
- Gilchrist A.R., Summerfield M.A. and H.A.P. Cockburn (1994).** Landscape dissection, isostatic uplift, and the morphologic development of orogens. *Geology*, 22, 963-966.
- Godel B. (2003).** Déformations actuelles dans le massif de l'Argentera-Mercantour : caractérisation des structures actives par une approche combinée géomorphologie-sismotectonique. *Rapport de D.E.A. « Dynamique de la Lithosphère », Université de Nice-Sophia Antipolis*, 136 pp.
- Gölke M. and D. Coblenz (1996).** Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 266, 11-24.
- Grana J.P. and M. Richardson (1996).** Tectonic stress within the New Madrid seismic zone. *Journal of Geophysical Research*, 101, B4, 5445-5458.
- Grellet B., Combes P., Granier T. et H. Philip (1992).** Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. *Mémoire de la Société Géologique de France*, 164, Vol. 1 : 76 p., Vol. 2 : 24 pl., 1 carte.
- Grocott J., McCaffrey K.J.W., Graeme K.T. and B. Tikoff (2004).** Vertical coupling and decoupling in the lithosphere. *Geological Society of London, Special Publication*, 227, 1-7.
- Grollimund B. and M.D. Zoback (2001).** Did deglaciation trigger intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone ? *Geology*, 29, 175-178.
- Gromberg J., Reasenber P., Bodin P. and R.A. Harris (2001).** Earthquake triggering by seismic waves following the Landers and Hector Mine earthquakes. *Nature*, 411, 462-466.
- Grünthal G., Bosse C., Sellami S., Mayer-Rosa D. and D. Giardini (1999).** Compilation of the GSHAP regional seismic hazard for Europe, Africa and the Middle East. *Annali Geofisica*, 42, 1215-1223.
- Guillaumou N., Larroque C., Nicot E., Roure F. and J.F. Stéphan (1994).** Mineralized veins resulting from fluid flow in décollement zones of the Sicilian prism : evidence from fluid inclusions. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 165, 5, 425-436.
- Gupta H.K., Rastogi B.K., Mohan I., Rao C.V., Sarma S.V. and R.U. Rao (1998).** An investigation into the Latur earthquake of September 29, 1993 in Southern India. *Tectonophysics*, 287, 299-318.
- Gutenberg B. and F. Richter (1954).** Frequency of earthquakes in California. *Seismological Society of America Bulletin*, 34, 185-188.
- Guyoton F., Fréchet J. et F. Thouvenot (1990).** La crise sismique de janvier 1989 en Haute Ubaye (Alpes de Hautes Provence, France) : étude fine de la sismicité par le nouveau réseau SISMALP. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 311, 985-991.
- Hasegawa H.S. (1991).** Four seismogenic environments in eastern Canada. *Tectonophysics*, 186, 3-17.
- Hassoun V. (2008).** Les glissements sous-marins du Bassin Ligure : cas de la zone épiscopale de 1887. *Mémoire de Master 2 Lithosphère-Bassins-Pétrole*, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 72 pp.
- Hassoun V., Migeon S., Cattaneo A., Larroque C. and B. Mercier de Lépinay (2009).** Imbricated scars on the Ligurian continental slope : evidence for multiple failure events in the 1887 earthquake epicentral area. *International Conference on Seafloor Mapping for Geohazard Assessment*, May 11-13, 2009, Forio d'Ischia (Italy), abstract volume.
- Heki K., Miyazaki S. and H. Tsuji (1997).** Silent fault slip following an interpolate thrust earthquake. *Nature*, 386, 595-598.
- Henry P., Lallemand S.J., Nakamura K., Tsunogai U., Mazzotti S. and K. Kobayashi (2002).** Surface expression of fluid venting at the toe of the Nankai wedge and implications for flow path. *Marine Geology*, 187, 119-143.
- Hippolyte J.C., Clauzon G., Bellier O., Larroque C. et S. Molliex (2008).** Reconstitution du réseau hydrographique messinien et quantification de la déformation récente dans les Alpes du Sud (Nappe de Digne, Arc de Nice). *Séance spécialisée de la Société Géologique de France « Géodynamique et paléogéographie de l'aire*

- méditerranéenne au Mio-Pliocène : l'interférence eustatisme-tectonique », Lyon 5-6 mai, Volume des Résumés, 44.
- Hoang-Trong P., Haessler H., Holl J.M. et Y. Legros (1987).** L'essai sismique (oct. 83-Jan. 84) de la moyenne vallée de la Roya (Alpes Maritimes) : activité récente d'un ancien système de failles conjuguées ? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 304, 419-424.
- Holbrook J., Autin W.J., Rittenour T.M., Marshak S. and R.J. Goble (2006).** Stratigraphic evidence for millennial-scale temporal clustering of earthquakes on a continental-interior fault : Holocene Mississippi River flood-plain deposits, New Madrid seismic zone, USA. *Tectonophysics*, 420, 3, 431-454.
- Horrenberger J.C., Michard A. et P. Werner (1978).** Le couloir de décrochement de Bersezio en Haute Stura (Alpes externes, Italie), Structure de compression subméridienne. *Sciences Géologiques, Université Louis Pasteur (Strasbourg)* – CNRS, 31, 15-20.
- Hough S.E., Armbruster J.G., Seeber L. and J.F. Hough (2000).** On the modified Mercalli intensities and magnitudes of the 1811-1812 New Madrid earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 105, 23839-23864.
- Hough S.E., Seeber L. and J.G. Ambruster (2003).** Intraplate triggered earthquakes : observations and interpretation. *Seismological Society of America Bulletin*, 93, 2212-2221.
- Hurtrez J.E. and F. Lucazeau (1999).** Lithological control on relief and hypsometry in the Hérault drainage basin (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 328, 687-694.
- Illies J.H. (1975).** Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system. *Geologische Rundschau*, 64, 677-699.
- Irr F. (1984).** Paléoenvironnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du Bassin Méditerranéen Occidental, un système de pente de la paléo-marge provençale. *Thèse de doctorat d'Etat, Université de Nice*, 464 pp.
- James T. and A.L. Bent (1994).** A comparison of eastern North American seismic strain-rates to glacial rebound strain-rates. *Geophysical Research Letter*, 21, 2127-2130.
- Jenatton L., Guiguet R., Thouvenot F. and N. Daix (2007).** The 16,000-event 2003-2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *Journal of Geophysical Research*, 112, B11304, doi:10.1029/2006JB004878.
- Jiménez-Munt I., Garcia-Castellanos D., Negredo A.M. and J.P. Platt (2005).** Gravitational and tectonic forces controlling postcollisional deformation and the present-day stress field of the Alps : constraints from numerical modelling. *Tectonics*, 24, TC5009, doi:10.1029/2004TC0011754.
- Johnston A.C. (1996).** Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions – I. Instrumental seismicity. *Geophysical Journal International*, 124, 2, 381-414.
- Johnston A.C., Coppersmith K.J., Kanter L.R., and C.A. Cornell (1994).** Earthquakes of stable continental regions : assessment of large earthquake potential. EPRI Rep., TR-102261, ed. J.F. Schneider, Palo Alto, CA: *Electrical Power Research Institute*, 309 pp.
- Johnston A.C. and E.S. Schweig (1996).** The enigma of the New Madrid earthquakes of 1811-1812. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 24, 339-384.
- Jolivet L., Augier R., Faccenna C., Negro F., Rimmel G., Agard P., Robin C., Rossetti F. and A.C. Crespo-Blanc (2008).** Subduction, convergence et extension arrière-arc en Méditerranée. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179, 6, 525-550.
- Jolivet M. (2001).** Cinématique des déformations au nord Tibet. Thermochronologie traces de fission, modélisation analogique et étude de terrain. *Thèse de Doctorat de l'Université de Montpellier II*, Editions des Mémoires de l'ISTEEM, 400 pp.
- Jolivet M., Brunel M., Seward D., Xu Z., Yang J., Roger F., Tapponnier P., Malavieille J., Arnaud N. and C. Wu (2001).** Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau : fission-track constraints. *Tectonophysics*, 343, 1-2, 111-134.
- Jolivet M., Ritz J.F., Vassallo R., Larroque C., Braucher R., Munkhjangal T., Chauvet A., Sue C., Arnaud N., De Vincente R., Azhannikova A. and S. Arzhannikov (2007).** Mongolian summits : an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface. *Geology*, 35, 10, 871-874.
- Jomard H. (2006).** Analyse multi-échelles des déformations gravitaires du Massif de l'Argentera-Mercantour. *Thèse de Doctorat, Université de Nice – Sophia Antipolis*, 245 pp.
- Jost M.L., Büsselberg Ö and H.P. Harjes (1998).** Source parameters of injection-induced microearthquakes at 9 km depth at the KTB deep drilling site, Germany. *Seismological Society of America Bulletin*, 88, 3, 815, 832.
- Kenner S. and P. Segall (2000).** A mechanical model for intraplate earthquakes : application to the New Madrid Seismic zone. *Science*, 289, 2329-2332.
- Kerckhove C. (1969).** La zone du flysch dans les nappes de l'Embrunnais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, 45, 1-202.
- Kert C. (1995).** Les techniques de prévision et de prévention des risques naturels : séismes et mouvements de terrain. *Rapport pour l'office parlementaire d'évaluation des choix scientifiques et technologiques*, n°2017, Assemblée Nationale (France). <http://www.assemblee-nationale.fr/rap-oecst/risque95/somseism.asp>
- Killick et Roering (1998).** An estimate of the physical conditions of pseudotachylite formation in the West Rand Goldefield, Witwatersrand Basin, South Africa. *Tectonophysics*, 284, 247-259.
- Kim A. and D.S. Dreger (2008).** Rupture process of the 2004 Parkfield earthquake from near-fault seismic waveform and geodetic records. *Journal of Geophysical Research*, 113, B07308, doi:10.1029/2007JB005115.

- King G.C.P., Bilham R.G. Campbell J.W., McKenzie D.P. and M. Niazi (1975).** Detection of elastic strain fields caused by fault creep events in Iran. *Nature*, 253, 420-423.
- King G.C.P., Stein R.S. and J. Lin (1994).** Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Seismological Society of America Bulletin*, 84, 935-953.
- Kiratzis A. (1994).** Active seismic deformation in the Italian peninsula and Sicily. *Annales Geofisicae*, 37, 27-45.
- Kirkpatrick J.D., Shipton Z.K. and C. Persano (2009).** Pseudotachylites : rarely generated, rarely preserved or rarely reported ? *Seismological Society of America Bulletin*, 99, 1, 382-388.
- Klose C.D. and L. Seeber (2007).** Shallow seismicity in stable continental regions. *Seismological Research Letters*, 78, 5, 554-562.
- Klose C.D. (2007).** Geomechanical modeling of the nucleation process of Australia's 1989 M5.6 Newcastle earthquake. *Earth and Planetary Science letters*, 256, 547-553.
- Kreemer C. and W.E. Holt (2000).** What caused the March 25, 1998 Antarctic plate earthquake ? Inferences from regional stress and strain rate fields. *Geophysical Research Letters*, 27, 15, 2297-2300.
- Kühni A. and O.A. Pfiffner (2001).** The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure : topographic analysis from a 250-m DEM. *Geomorphology*, 41, 285-307.
- Kurushin R.A., Bayasgalan A., Ölziyat M., Enkhtuvshin B., Molnar P., Bayarsayhan C., Hudnut K.W. and J. Lin (1997).** The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake. *Geological Society of America*, Special Paper, 320, 143 pp.
- Labaume P., Ritz J.F. and H. Philip (1989).** Recent normal faults in the southwestern Alps : their relationships with the compression tectonics. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 308, série II, 1553-1560.
- Lambert J. (1990).** Macrosismicité de la France, fiches signalétiques des séismes de forte intensité. *Rapport BRGM*, R 30545 SP SGN 90.
- Lambert J. et A. Levret (1996).** Mille ans de séismes en France. *Ouest Editions Presses Académiques*, Nantes, 120 pp.
- Lacassin R., Tapponnier P., Meyer B. and R. Armijo (2001).** Was the Trévaresse thrust the source of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake ? Historical and geomorphic evidence. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 333, 571-581.
- Lachet C., Hatzfeld D., Bard P.Y., Theodulidis N., Papaioannou C. and A. Savvaidis (1996).** Site effect and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) : comparison of different approaches. *Seismological Society of America Bulletin*, 86, 1692-1703.
- Lagarde J.L., Baize S., Amorese D., Delcaillau B., Font M. and P. Volant (2000).** Active tectonics, seismicity and geomorphology with special reference to Normandy (France). *Journal of Quaternary Science*, 15, 7, 745-758.
- Lambeck K., Smither C. and M. Ekman (1998).** Tests of glacial rebound models for Fennoscandia based on instrumented sea- and lake-level records. *Geophysical Journal International*, 135, 2375-387.
- Lambert J. (1997).** Les tremblements de terre en France : hier, aujourd'hui, demain. *Edition BRGM*, 196 pp.
- Lamontagne M. (2002).** An overview of some significant eastern Canadian earthquakes and their impacts on the geological environment, buildings and the public. *Natural Hazard*, 26, 55-67.
- Langston C.A. (1987).** Depth of faulting during the 1968 Meckering, Australia, Earthquake sequence determined from waveform analysis of local seismograms. *Journal of Geophysical Research*, 92, B11, 11561-11574.
- Larroque C., Gaffet S., Cornou C., Schissele E., Bertrand E., Béthoux N., Bouchon M., Corrazi M., Courboux F., Deschamps A., Duval A.M., Maron C., Glot J.P., Janod F., Guiguet R., Vidal S. et J. Virieux (1999).** Une expérience multi-antennes à Annot pour l'analyse des effets de site en sismologie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 329, 167-174.
- Larroque C., Ritz J.F., Stephan J.F., Sankov V., Arjannikova A., Calais E., Déverchère J. et L. Loncke (2001).** Interaction compression-extension à la limite Mongolie-Sibérie : analyse préliminaire des déformations récentes et actuelles dans le bassin de Tunka. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 332, 177-184.
- Larroque C., Béthoux N., Calais E., Courboux F., Deschamps A., Déverchère J., Stéphan J.F., Ritz J.F. and E. Gilli (2001).** Active and recent deformation at the Southern Alps - Ligurian basin junction. *Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw*, 80, 255-272.
- Larroque C. et Virieux J. (2001).** Physique de la Terre solide. Collection Géosciences, Société Géologique de France - Editions Gordon and Breach Science Publisher, 360 pp.
- Larroque C., Migeon S., Beslier M.O., Mercier de Lépinay B., Sage F., Cattaneo A., Corradi N., Cuppari A., Marsset B. et L. Brosolo (2006).** Aléa sismique et aléa gravitaire sur la marge nord du bassin Ligure : Résultats préliminaires de la campagne MALISAR 1. 20^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Dijon 4-8 décembre, volume des résumés, 88.
- Larroque C., Delouis B., Godel B. and J.M. Nocquet.** Active deformation at the southwestern Alps – Ligurian basin junction (France-Italy boundary) : Evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. *Tectonophysics*, sous presse, doi:10.1016/j.tecto.2008.12.013.
- Laubsher H., Biella G.C., Cassinis R., Gelati R., Lozej A., Scarascia S. and I. Tabacco (1922).** The collisional knot in Liguria. *Geologische Rundschau*, 81/2, 275-289.
- Laurent O., Stéphan J.F. et M. Popoff (2000).** Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales). *Géologie de la France*, 3, 33-65.
- Laurenti A. (1998).** Les tremblements de terre des Alpes Maritimes, histoire et sensibilisation. *Serre éditeur*, 175 pp.
- Laurenti A. (2006).** Les Alpes Maritimes à l'écoute des séismes. *Serre éditeur*, 130 pp.

- Larson K.M., Bürgmann R., Bilham R. and J.T. Freymueller (1999).** Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research*, 104, B1, 1077-1093.
- Lee J.C., Angelier J., Chu H.T., Hu J.C., Jeng F.-S. and R.J. Rau (2003).** Active fault creep variations at Chinghsang, Taiwan, revealed by creepmeter monitoring, 1998-2001. *Journal of Geophysical Research*, 108, B11, doi:10.1029/2003JB002394
- Lemeille F., Cushing M.E., Cotton F., Grellet B., Ménéillet F., Audru J.C., Renardy F. and C. Fléhoc (1999).** Traces d'activité pléistocène de failles dans le Nord du fossé du Rhin supérieur (plain d'Alsace, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 328, 839-846.
- Li Y., Doll C. and M.N. Toksöz (1995).** Source characterization and fault plane determination for MbLg=1.2 to 4.4 earthquakes in the Charlevoix Seismic Zone, Quebec, Canada. *Seismological Society of America Bulletin*, 85, 6, 1604-1621.
- Li Y.G., Chen P., Cochran E.S., Vidale J.E. and T. Burdette (2006).** Seismic evidence for rock damage and healing on the San Andreas fault associated with the 2004 M 6.0 Parkfield earthquake. *Seismological Society of America Bulletin*, 96, 4B, S349-S363.
- Liu L. and M.D. Zoback (1992).** The effect of topography on the state of stress in the crust : application to the site of the Cajon Pass scientific drilling project. *Journal of Geophysical Research*, 97, B4, 5095-5108.
- Liu L., Zoback M.D. and P. Segall (1992).** Rapid intraplate strain accumulation in the New Madrid seismic zone. *Science*, 257, 1666-1669;
- Liu L. and M.D. Zoback (1997).** Lithospheric strength and intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone. *Tectonics*, 16, 585-595.
- Lockner D.A. and J.D. Byerlee (1994).** An earthquake instability model based on faults containing high fluid-pressure compartments. *Pure and Applied Geophysics*, 145, 3-4, 717-745.
- Logatchev N. and Y. Zorin (1987).** Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift, *Tectonophysics*, 143, 225-234.
- Logatchev N. (1993).** History and geodynamics of the Baikal rift in the context of the Eastern Siberia rift system : a review. *Bulletin du Centre de Recherches Exploration-Production d'Elf Aquitaine*, 17, 2, 353-370.
- Lucazeau F. and G. Vasseur (1989).** Heat flow density data from France and surrounding margins. *Tectonophysics*, 164, 2-4, 251-258.
- Machette M.N. (2000).** Active, capable and potentially active faults – a paleoseismic perspective. *Journal of Geodynamics*, 29, 387-392.
- Madariaga R. et G. Perrier (1991).** Les tremblements de terre. *Editions CNRS*.
- Madeddu B., Béthoux N. and J.F. Stephan (1996).** Déformations et champs de contraintes récents à actuel dans les Alpes sud-occidentales: approche sismotectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 797-810.
- Main I. (1999).** Is the reliable prediction of individual earthquake a realistic scientific goal ? *Nature*, debates.
- Manighetti I., Campillo M., Bouley S. and F. Cotton (2007).** Earthquake scaling, fault segmentation and structural maturity. *Earth and Planetary Science Letters*, 253, 429-438.
- Mantovani E., Babbucci D., Albarello D. and M. Mucciarelli (1990).** Deformation pattern in the Central Mediterranean and behaviour of the African/Adriatic promontory. *Tectonophysics*, 179, 63-79.
- Mareschal J.C. and J. Kuang (1986).** Intraplate stresses and seismicity : the role of topography and density heterogeneities. *Tectonophysics*, 132, 153-162.
- Marin S., Avouac J.P., Nicolas M. and A. Schlupp (2004).** A probabilistic approach to seismic hazard in metropolitan France. *Seismological Society of America Bulletin*, 94, 6, 2137-2163.
- Marone C. (1998).** The effect of loading rate on static friction and the rate of fault healing during the earthquake cycle. *Nature*, 391, 69-72.
- Marone C. (1998).** Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26, 643-696.
- Massana E., Villamarin J.A., Sanchez Cabanero J., Plaza J. and P. Santanach (2001).** Seismogenic faulting in an area of low seismic activity : Paleoseismicity of the El Camp fault (Northeast Spain). *Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw*, 80, 3-4, 229-241.
- Masson F., Verdun J., Bayer R. et N. Debeglia (1999).** Une nouvelle carte gravimétrique des Alpes occidentales et ses conséquences structurales et tectoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 329, 865-871.
- Masson F., Chéry J., Hatzfeld D., Martinod J., Vernant P., Tavakoli F. and M. Ghafory-Ashtiani (2005).** Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophysical Journal International*, 160, 217-226.
- Mattauer M. (1998).** Commentaires à la note de Robin Lacassin et al. (C.R.Acad.Sci., 326, 807-815, 1998). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 327, 859.
- Mattauer M. (2002).** Commentaires à la publication de Robin Lacassin et al. (C.R.Acad.Sci., 333, 571-581, 2001). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 334, 513-514.
- Mattauer M. (2003).** Commentaires à la note de D. Chardon et O. Bellier (B.S.G.F., 174, 5, 497-510). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 176, 1, 121-123.
- Matthäi S.K. and S.G. Roberts (1997).** Transient versus continuous fluid flow in seismically active faults : an investigation by electric analogues and numerical modelling. In *Fluid Flow and Transport in Rocks*, B. Jamtveit et B. Yardley Eds, Chapman and Hall, London, 263-293.

- Mazabraud Y., Béthoux N., Guilbert J. and O. Bellier (2005).** Evidence for short-scale stress field variations within intraplate central-western France. *Geophysical Journal International*, 160, 161-178.
- McCalpin, J. and V. Khromovskikh (1995).** Holocene paleosismicity of the Tunka fault (Baikal, Russia). *Tectonics*, 14, 594-605.
- McCalpin J.P. (1998).** Paleoseismology. *Academic press*, 588 pp.
- McKenzie D. and J.N. Burne (1972).** Melting on fault planes during large earthquakes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 29, 65-78.
- McKenzie D. and J. Jackson (2002).** Condition for flow in the continental crust. *Tectonics*, 21, 6, 1055-1062.
- Meghraoui M., Delouis B., Ferry M., Giardini D., Huggenberger P., Spottke I. and M. Granet (2000).** Active normal faulting in the upper Rhine graben and paleoseismic identification of the 1356 Basel earthquake. *Science*, 293, 2070-2073.
- Ménard G. (1988).** Structure et cinématique d'une chaîne de collision : les Alpes occidentales et centrales. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Joseph Fourier – Grenoble I*, 268 pp.
- Mercier de Lépinay B., Larroque C., Migeon S., Beslier M.O., Sage F., Cattaneo A., Corradi N., Cuppari A., Marsset B. and L. Brosolo (2007).** Active tectonic along the northern margin of the Ligurian sea : Evidences from swath bathymetry and high-resolution seismic. *38th CIESM congress*, Istanbul, April 9-14, Abstract volume.
- Merle O. (1982).** Mise en place séquentielle de la Nappe du Parapaillon en Embrunais-Ubaye (Flysch à Helminthoïdes, Alpes occidentales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 294, 603-606.
- Meyer B., Lacassin R., Brulhet J. and B. Mouroux (1994).** The Basel earthquake : which fault produced it ? *Terra Nova*, 6, 1, 54-63.
- Migeon S. et C. Larroque (2006).** MALISAR 1 (18-30 août) : Levés bathymétriques EM 300, profils sismiques haute résolution et sondeur de sédiments sur la marge nord Ligure. *Rapport de Campagne en mer, IFREMER*, 43 p.
- Migeon S. et C. Larroque (2007).** MALISAR 2 (31 mai-23 juin) : Carottage, Sondeur Acoustique Remorqué et bathymétrie, AUV sur la marge nord Ligure. *Rapport de Campagne en mer, IFREMER*, 27 p, http://www.ifremer.fr/sismer/catal/campagne/docscan/Rapport_Malisar2.pdf.
- Migeon S., Cattaneo A., Larroque C., Mercier de Lépinay B., Beslier M.O., Corradi N., Cuppari A., Marsset B. and F. Sage (2007).** Morphological evidences of recent submarine landslides on the Ligurian margin (North-western Mediterranean) : first results from the MALISAR cruise. *38th CIESM congress*, Istanbul, April 9-14, Abstract volume.
- Moine S., Ménard G. et J.C. Hippolyte (1998).** Mouvements verticaux actuels dans la partie occidentale des Alpes du sud. *Mouvements Actuels de la Surface Terrestre et des Massifs Rocheux : mesure et interprétation*. Ecole de Physique de Houches (Haute Savoie, France), livre des résumés, 50-51.
- Molnar P. and P. Tapponnier (1975).** Cenozoic tectonics of Asia : effects of a continental collision. *Science*, 189, 419-425.
- Molnar P. and H. Lyon-Caen (1988).** Some simple physical aspects of the support, structures and evolution of mountain belts. *Geological Society of America Bulletin*, Special Paper, 218, 179-207.
- Molnar P. and H. Lyon-Caen (1989).** Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan plateau and its margin. *Geophysical Journal International*, 99, 123-153.
- Montessus de Ballore F. (1906).** Les tremblements de terre : géographie seismologique. *Editeur A. Collin*, Paris.
- Mörner N.A. (1978).** Faulting, fracturing and seismicity as functions of glacial-isostasy in Fennoscandia. *Geology*, 6, 1, 41-45.
- Müller B., Zoback M.L., Fuchs K., Mastin L., Gregersen S., Pavoni N., Stephansson O. and C. Ljunggren (1992).** Regional pattern of tectonic stress in Europe. *Journal of Geophysical Research*, 97, B8, 11783-11803.
- Müller B., Wehrle V., Zeyen H. and K. Fuchs (1997).** Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees. *Tectonophysics*, 275, 199-219.
- Muir-Wood R. (1994).** Earthquakes, strain-cycling and the mobilization of fluids. *Geological Society of London*, Special Publication, 78, 85-98.
- Muir-Wood R. (2000).** Deglaciation seismotectonics : a principal influence on intraplate seismogenesis at high latitudes. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1399-1411.
- Neunhöfer H. and A. Hemmann (2005).** Earthquake swarms in the Vogtland/Western Bohemia region : spatial distribution and magnitude-frequency distribution as an indication of the genesis of swarms ? *Journal of Geodynamics*, 39, 361-385.
- Neilson G., R.M.W. Musson and P.W. Burton (1984).** The London earthquake of 1580, April 6. *Engineering Geology*, 20, 1, 113-141.
- Newman A., Stein S., Weber J., Engeln J., Mao A. and T. Dixon (1999).** Slow deformation and lower seismic hazard at the New Madrid seismic zone. *Science*, 284, 619-621.
- Nielsen S., Di Toro G., Hirose T. and T. Shimamoto (2008).** Frictional melt and seismic slip. *Journal of Geophysical Research*, 113, B01308, doi:10.1029/2007JB005122.
- Nivière B., Bruestle A., Bertrand G., Carretier S., Behrmann J. and J.C. Gourry (2008).** Active tectonics of the southeastern Upper Rhine Graben, Freiburg area (Germany). *Quaternary Science Reviews*, 27, 541-555.
- Nocquet J.M. (2002).** Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par géodésie spatiale. *Thèse de Doctorat de l'Université de Nice-Sophia Antipolis*, 313 pp.

- Nocquet J.M. and E. Calais (2003).** Crustal velocity field of Western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. *Geophysical Journal International*, 154, 72-88.
- Nocquet, J.M. and E. Calais (2004).** Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics*, 161, 661-681.
- Nur A. and G. Mavko (1974).** Postseismic viscoelastic rebound. *Science*, 183, 204-206.
- Nuttli O.W. (1983).** Average seismic source parameter relations for mid-plate earthquakes. *Seismological Society of America Bulletin*, 73, 519-535.
- Obone Zue Obame E. M., Gaullier V., Sage F., Maillard A., Lofi J. et l'équipe scientifique embarquée MAURESC.** The sedimentary markers of the Messinian salinity crisis and their relation with salt tectonics on the Provencal margin (Western Mediterranean) : results from the "Mauresc" Cuise. Soumis au *Bulletin de la Société Géologique de France*, Numéro Spécial dédié à la crise de salinité messinienne.
- Odum J.K., Stephenson W.J., Shedlock K.M. and T.L. Pratt (1998).** Near-surface structural model for deformation associated with the February 7, 1812, New Madrid, Missouri, earthquake. *Geological Society of America Bulletin*, 110, 2, 149-162.
- Okal E. (1977).** The July 9 and 23, 1905, Mongolian earthquakes : a surface –wave investigation. *Earth and Planetary Science Letters*, 34, 326-331.
- Okal E. (1983).** Oceanic intraplate seismicity. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 11, 195-214.
- Olson R. (2002).** A conceivable explanation of the Fennoscandian seismicity. *Journal of Geodynamics*, 33, 345-351.
- Orozova I.M. and P. Suhadolc (1999).** A deterministic-probabilistic approach for seismic hazard assessment. *Tectonophysics*, 312, 191-202.
- Patriat P. and J. Achache (1984).** India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature*, 311, 615-621.
- Paul A., Cattaneo M., Thouvenot F., Spallarossa D., Béthoux N. and J. Fréchet (2001).** A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research*, 106, 19367-19389.
- Pavlis T.L., Serpa L.F. and C. Keener (1993).** Role of seismogenic process in fault-rock development – an exemple from Death Valley, California. *Geology*, 11, 879-893.
- Perrot J., Arroucau P., Guilbert J., Déverchère J., Mazabraud Y., Rolet J., Mocquet A., Mousseau M. and L. Mathias (2005).** Analysis of the Mw 4.3 Lorient earthquake sequence : a multidisciplinary approach to the geodynamics of the Armorican Massif, westernmost France. *Geophysical Journal International*, 162, 935-950.
- Philip H., Bousquet J.C., Escuer J., Fleta J., Goula X. et B. Grellet (1992).** Présence de failles inverse d'âge quaternaire dans l'Est des Pyrénées : implications sismotectoniques. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 314, 1239-1245.
- Pollitz F.F., Kellogg L. and R. Bürgmann (2001).** Sinking mafic body in a reactivated lower crust : a mechanism for stress concentration at the New Madrid seismic zone. *Seismological Society of America Bulletin*, 91, 6, 1882-1897.
- Pollitz F.F., Vergnolle M. and E. Calais (2003).** Fault interaction and stress triggering of twentieth century earthquakes in Mongolia. *Journal of Geophysical Research*, 108, B10, 2503, doi:10.1029/2002JB002375.
- Power W.L. and T.E. Tullis (1989).** The relationship between slickenside surfaces in fine-grained quartz and the seismic cycle. *Journal of Structural Geology*, 21, 267-270.
- Quinn C.D., Glen R.A. and C.F.K. Diessel (2008).** Discussion of "Geomechanical modelling of the nucleation process of the Australia's 1989 M5.6 Newcastle earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 296-302.
- Rajendran K. and C.P. Rajendran (1999).** Seismogenesis in the stable continental interiors : an appraisal based on two examples from India. *Tectonophysics*, 305, 355-370.
- Ranalli G. (2003).** How soft is the crust ? *Tectonophysics*, 361, 319-320.
- Rapport GEMGEP (2005).** Le risque sismique à Nice, apport méthodologique, résultats et perspectives opérationnelles. *Laboratoire Central des Ponts et Chaussées*, Centre Technique de l'Équipement – Méditerranée, Communauté d'agglomération Nice – Côte d'Azur.
- Rebaï S., Philip H. and A. Taboada (1992).** Modern tectonic stress field in the Mediterranean region : evidence for variation in stress direction at different scales. *Geophysical Journal International*, 110, 106-140.
- Réhault J.P., Boillot G. and A. Mauffret (1984).** The western Mediterranean basin geological evolution. *Marine Geology*, 55, 447-477.
- Reid H.F. (1910).** The mechanics of the earthquake. The California earthquake of April 18, 1906, *Report of the State Earthquake Investigation Commission, volume 2*, Carnegie Institution of Washington, 192 pp.
- Reiter L. (1990).** Earthquake hazard analysis : issues and insights. *Columbia University Press, New York*, 253 pp.
- Richardson R.M. (1992).** Ridge forces, absolute plate motions and the intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research*, 96, 12201-12223.
- Ritz J.F. (1992).** Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du Sud, analyse en termes de contraintes. *Quaternaire*, 3, 111-124.
- Ritz J.F., Brown E., Bourlès D., Philip H., Schlupp A., Raisbeck G., Yiou F. and B. Enkhtuvshin (1995).** Slip rate along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates : application to the Bogd fault, Gobi Altai, Mongolia. *Geology*, 23, 1019-1022.

- Ritz J.F., Vassallo R., Braucher R., Brown E.T., Carretier S. and D. Bourlès (2006). Using in-situ produced ^{10}Be to quantify active tectonics in Gurvan Bogd mountain ranges (Gobi Altay, Mongolia). In Siame L., Bourlès D. and Brown E.T. (Eds), *Geological Society of America*, Special Paper, 415, 87-110.
- Rollet N., Déverchère J., Beslier M.O., Guennoc P., Réhault J.P., Sosson M. and C. Truffert (2002). Back arc extension, tectonic inheritance and volcanism in the Ligurian sea, Western Mediterranean. *Tectonics*, 21, doi:10.1029/2001TC900027.
- Roth P., Pavoni N. and N. Deichmann (1992). Seismotectonics of the Eastern Swiss Alps and evidence for precipitation-induced variations of seismic activity. *Tectonophysics*, 207, 1-2, 183-197.
- Rothé J.P. (1942). La sismicité des Alpes occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5^{ème} série, II, 295-320.
- Roure F., Heitzmann P. and R. Polino (1990). Deep structure of the Alps. *Mémoire de la Société Géologique de France*, Paris, 156 ; *Mémoire de la Société Géologique Suisse*, Zürich, 1 ; *Volume spécial de la Société Géologique Italienne*, Roma, 1, 350 pp.
- Rousset D. et G. Sénéchal (2008). IMAVAR, Imagerie par sismique réflexion d'une faille subactive dans la vallée du Var (Alpes Maritimes, France). *Rapport non publié*, 53 pp.
- Sage F., Von Gronefeld G., Déverchère J., Gaullier V., Maillard A. and C. Gorini (2005). Seismic evidence for Messinian detrital deposits at the western Sardinia margin, northwestern Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 757-773.
- Sanchez G., Rolland Y. and M. Corsini (2008). Relationship between alpine tectonic and slope instabilities in the Argentera Massif (South-western Alps). *Congress Slope Tectonics*, February 15-16, 2008, Lausanne, Switzerland, abstract volume, 48.
- Saunders I. and A. Young (1983). Rate of surface processes on slopes, slope retreat and denudation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 473-501.
- Schisselé E. (2002). Analyse et caractérisation des phases sismiques régionales enregistrées par des antennes de capteurs. *Thèse de Doctorat, Université de Nice – Sophia Antipolis*, 258 pp.
- Schisselé E., Gaffet S. and Y. Cansi (2005). Characterization of regional and local scattering effects from small-aperture seismic array recordings. *Journal of Seismology*, 9, 137-149.
- Schlupp A. (1996). Néotectonique de la Mongolie occidentale. Analyse à partir de données de terrain, sismologiques et satellitaires. *Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur – EOPGS, Strasbourg*, 256 pp.
- Schlupp A. and A. Cisternas (2007). Source history of the 1905 great Mongolian earthquakes (Tsetserleg, Bolnay). *Geophysical Journal International*, 169, 3, 1115-1131.
- Scholtz C.H., Aviles C.A. and S.G. Wesnousky (1986). Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes. *Seismological Society of America Bulletin*, 76, 65-70.
- Scholz C.H. (1994). Reply to comments on "a reappraisal of large earthquake scalling". *Seismological Society of America Bulletin*, 84, 1677-1678.
- Scholz C.H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391, 37-42.
- Scholz C.H. (1999). Earthquakes prediction : feasible and useful ? http://www.nature.com/nature/debates/earthquake/quake_frameset.html.
- Scholz C.H. (2002). The mechanics of earthquakes and faulting. *Cambridge University Press*, 471 pp.
- Schreiber D., Lardeaux J.M., Martelet G., Courrioux G. and A. Gullien. 3D modelling of Alpine Mohos in the south-western Alps. Soumis à *Geophysical Journal International*.
- Schulte M. and W.D. Mooney (2005). An updated global earthquake catalogue of stable continental regions : Reassessing the correlation with ancient rifts. *Geophysical International Journal*, 161, 3, 707-721.
- Schumm S.A., Dumont J.F. and J.M. Holbrook (2000). Active tectonics and alluvial rivers. *Cambridge University Press*, 276 pp.
- Schweig E.S. and R.T. Marple (1991). The Bootheel lineament : a possible coseismic fault of the great New Madrid earthquakes. *Geology*, 19, 1025-1028.
- Scotti O., Baumont D., Quenet G. and A. Levret (2004). The French microseismic database SISFRANCE – objectives, results and perspectives. *Annals of Geophysics*, 47, 2-3, 571-581.
- Scotti O., Larroque C., Baumont D., Virieux J., Courboux F., Delouis B., Deschamps A., Vallée M., Angelier J., Béthoux N. et O. Bellier (2007). Définition de scénarii sismiques pour la région de Nice, France. *Bulletin de l'Association Française du Génie Parasismique*, 7^{ème} colloque national, Ecole Centrale de Paris.
- Scotti O., Larroque C., Courboux F., Delouis B. and D. Baumont (2008). On the Definition of realistic Earthquake Parameters along potential active Faults in the French-Italian Riviera : a key step in Quantitative Seismic Hazard Assessment (QSHA) - a Platform for strong Ground Motion Modeling. *European Geosciences Union General Assembly*, Vienna, April 13-18th, Vol. 10, EGU2008-A-00000.
- Secanell R., Bertil D., Martin C., Goula X., Susagna T., Tapia M., Dominique P., Carbon D. and J. Fleta (2008). Probabilistic seismic hazard assessment of the Pyrenean region. *Journal of Seismology*, 12, 323-341.
- Sébrier M., Ghafiri A. and J.L. Blès (1997). Paleoseismicity in France : fault trench studies in a region of moderate seismicity. *Journal of Geodynamics*, 24, 207-217.
- Sébrier M., Bellier O., Peulvast J.P. et P. Vergely (1998). Commentaires à la note « Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France) ». *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 327, 855-856.

- Seeber L. and V. Gornitz (1983).** River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, 92, 207-217.
- Serpelloni E., Anzidei M., Baldi P., Casula G. and A. Galvani (2005).** Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions : New results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks. *Geophysical Journal International*, 161(3), 861-880.
- Serpelloni E., Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Casula G., Anzidei M., Baldi P. and P. Gasperini (2007).** Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1180-1200.
- Sibson R.H. (1983).** Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society, London*, 140, 5, 741-767.
- Sibson R.H. (1986a).** Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 14, 149-175.
- Sibson R.H. (1986b).** Brecciation processes in fault zones : inferences from earthquake rupturing. *Pure and Applied Geophysics*, 124, 1-2, 159-175.
- Sibson R.H. (1994).** Crustal stress, faulting and fluid flow. *Geological Society of London, Special Publications*, 78, 69-84.
- Sims J.D. (1973).** Earthquake-induced structures in sediments of the Norman lake, San Fernando, California. *Science*, 182, 161-163.
- Skordas E., Meyer K., Olsson R. and O. Kulhanek (1991).** Causality between interpolate (North Atlantic) and intraplate (Fennoscandia) seismicities. *Tectonophysics*, 185, 295-307.
- Sleep N.H. and M.L. Blanpied (1992).** Creep, compaction and the weak rheology of major faults. *Nature*, 359, 687-692.
- Slemmons D.B. and C.M. dePolo (1986).** Evaluation of active faulting and associated hazards. In Wallace R.E. (ed), *Active tectonics*, Washington D.C., National Academy Press, 45-62.
- Smalley R., Ellis M.A., Paul J. and R.B. Van Arsdale (2005).** Space geodetic evidence for rapid strain rates in the New Madrid seismic zone of central USA. *Nature*, 435, 1988-1990.
- Souriau A. and H. Pauchet (1998).** A new synthesis of the Pyrenean seismicity and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 290, 221-244.
- Spicak A., Mrlina J., Jindra D. and L. Mervart (1997).** Repeated geodetic measurements in the west Bohemia seismoactive region : period 1993-1996. *Studia Geophysica & Geodaetica*, 41, 319-328.
- Spicak A. (2000).** Earthquakes swarms and accompanying phenomena in intraplate regions : a review. *Studia Geophysica & Geodaetica*, 44, 89-106.
- Stein R., Barka A. and J.H. Dieterich (1997).** Progressive failure on the north Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128, 594-604.
- Stein R. (2003).** Conversation entre séismes. *Pour la Science*, 306, 26-33.
- Stein S., Cloetingh S., Sleep N.H. and R. Wortel (1989).** Passive margin earthquakes, stresses and rheology. In *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins : Neotectonics and Postglacial rebound*, Eds Gregersen S. and P.W. Basham, Kluwer, Dordrecht, 231-259.
- Stein S. and A. Newman (2004).** Characteristic and uncharacteristic earthquakes as possible artifacts : applications to the New Madrid and Wabash seismic zones. *Seismological Research Letters*, 75, 2, 170-184.
- Steinbrugge K.V. and E.G. Zacher (1960).** Creep on the San Andreas fault-Fault creep and property damage. *Seismological Society of America Bulletin*, 50, 389-396.
- Sykes L.R. (1978).** Intraplate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics*, 16, 4, 621-688.
- Sue C. (1998).** Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes, approche structurale et sismologique. *Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier – Grenoble I*, 300 pp.
- Sue C., Thouvenot F., Fréchet J. and P. Tricart (1999).** Widespread extension in the core of the Western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research*, 104, 25611-25622.
- Sue C., Delacou B., Champagnac J.D., Allanic C. and M. Burkhard (2007).** Aseismic deformation in the Alps : GPS vs. seismic strain quantification. *Terra Nova*, doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00732.x.
- Sylvander M., Monod B., Souriau A. and A. Rigo (2007).** Analyse d'un essaim de sismicité (mai 2004) dans les Pyrénées orientales : vers une nouvelle interprétation tectonique du séisme de Saint-Paul-de-Fenouillet (1996). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 339, 75-84.
- Tapponnier P. and P. Molnar (1979).** Active faulting and cenozoic tectonics of the Tien Shan Mongolia and Baikal regions. *Journal of Geophysical Research*, 84, 3425-3455.
- Terrier M., Blès J.L., Godefroy P., Dominique P., Bour M. and C. Martin (2000).** Zonation of Metropolitan France for the application of earthquake-resistant building regulations to critical facilities, Part 1 : Seismotectonic zonation. *Journal of Seismology*, 4, 215-230.
- Thatcher W. and F.F. Pollitz (2008).** Temporal evolution of continental lithospheric strength in actively deforming regions. *GSA Today*, 18, 4/5, doi:10.1130/GSAT01804-5A.1.
- Thouvenot F., Fréchet J., Tapponnier P., Thomas J.C., Le Brun B., Menard G., Lacassin R., Jenatton L., Grasso J.R., Coutant O., Paul A. and D. Hatzfeld (1998).** The Ml 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15 : a long awaited event on the Vuache fault. *Geophysical Journal International*, 135, 876-892.

- Thouvenot F., Fréchet J., Jenatton L. and J.F. Gamond (2003).** The Belledonne border fault : identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. *Geophysical Journal International*, 155, 174-192.
- Thouvenot F., Paul A., Fréchet J., Béthoux N., Jenatton L. and R. Guiguet (2007).** Are there really superposed Mohos in the south-western Alps ? New seismic data from fan-profiling reflections. *Geophysical Journal International*, 170, 1180-1194. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03463.x.
- Toda S. (2007).** The 2007 Mw=6.6 Niigata Chuetsu-oki earthquake ruptured on a fault strongly unclamped by the 2004 Mw=6.6 Niigata Chuetsu shock. *American Geophysical Union*, fall meeting, December 2007, San Francisco, USA.
- Townend J. and M. Zoback (2000).** How faulting keeps the crust strong. *Geology*, 28, 399-409.
- Tressol F. (1996).** Détermination temporelle de l'évolution des vecteurs d'onde pour la détection d'arrivées multiples. *Thèse de Doctorat, Spécialité Géophysique, Université de Nice – Sophia Antipolis*, 187 pp.
- Triep E.G., Abers G.A., Lerner-Lam A.L., Mishatkin V., Zakharchenko N. and O. Starovoit (1995).** Active thrust front of the Greater Caucasus : the April 19, 1991, Racha earthquake sequence and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100, B3, 4011-4033.
- Turcotte D.L. and G. Schubert (2002).** Geodynamics. *Cambridge University Press*, 456 pp.
- Van Arsdale R.B. and R.K. TenBrink (2000).** Late Cretaceous and Cenozoic geology of the New Madrid Seismic Zone. *Seismological Society of America Bulletin*, 90, 2, 345-356.
- Van Balen R.T. and T. Skar (2000).** The influence of faults and intraplate stresses on the overpressure evolution of the Halten Terrace, mid-Norwegian margin. *Tectonophysics*, 320, 3-4, 331-345.
- Vanneste K., Verbeeck K., Camelbeeck T., Paulissen E., Meghraoui M., Renardy F., Jongmans D. and M. Frechen (2001).** Surface-rupturing history of the Bree fault scarp, Roer Valley graben : Evidence of six events since late Pleistocene. *Journal of Seismology*, 5, 329-359.
- Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Morelli A., Gasperini P. and E. Boschi (2004).** An atlas of the Mediterranean seismicity. Introductory texts and CD-ROM. *Annales Geophysicae*, supplement to vol. 47.
- Vassallo R. (2006).** Chronologie et evolution des reliefs dans la region Mongolie-Sibérie : approche morphotectonique et géochronologique. *Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II*, 281 pp.
- Vassallo R., Ritz J.F., Jolivet M., Braucher R., Larroque C., Sue C., Munkhjargal T., Arzhanikova N. and S. Arzhannikov (2007a).** Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi Altay (Mongolia). *Tectonics*, 26, 1-24, TC5013, doi:10.1029/2006TC002081.
- Vassallo R., Jolivet M., Ritz J.F., Braucher R., Larroque C., Sue C., Munkhjargal T. and D. Javkhlanbold (2007b).** Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letter*, 259, 333-346.
- Vialon P., Rochette P. and G. Ménard (1990).** Indentation and rotation in the western alpine arc. In *Alpine Tectonics*, M. Coward, D. Dietrich and R. Park Eds, *Geological Society of London*, Special Publication, 45, 329-338.
- Vigny C., Chery J., Duquesnoy T., Jouanne F., Ammann J., Anzidei M., Avouac J.P., Barlier F., Bayer R., Briole P., Calais E., Cotton F., Duquenne F., Feigl K., Ferhat G., Flouzat M., Gamond J.F., Geiger A., Harmel A., Kasser M., Laplanche M., Le Pape M., Martinod J., Menard G., Meyer B., Ruegg J.C., Scheubel J.M., Scotti O. and G. Vidal (2002).** GPS network monitors the western Alps : deformation over a five-year period: 1993-1998. *Journal of Geodesy*, 76, 63-76.
- Virieux J. (2000).** Educational Seismological project : EDUSEIS. *Seismological Research Letters*, 71, 530-535.
- Vergnolle M., Pollitz F and E. Calais (2003).** Constraints on the viscosity of the continental crust and mantle from GPS measurements and postseismic deformation models in western Mongolia. *Journal of Geophysical Research*, 108, B10, 2502, doi:10.1029/2002JB002374.
- Vergnolle M. (2004).** Rhéologie et déformation de la lithosphère continentale : apport de mesures GPS en Asie et de modèles numériques. *Thèse de Doctorat, Université de Nice – Sophia Antipolis*, 271 pp.
- Vogt J. (1979).** Les tremblements de terre en France. *Mémoire BRGM*, 96, 188 pp.
- Wahlström R. (1993).** Fennoscandian seismicity and its relation to the isostatic rebound. *Global and Planetary Change*, 8, 3, 107-112.
- Wald D.J. and T.H. Heaton (1994).** Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, earthquake. *Seismological Society of America Bulletin*, 84, 668-691.
- Wdowinski S. (1998).** A theory of intraplate tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 103, 5037-5059.
- Weber J., Stein S. and J. Englen (1998).** Estimation of strain accumulation in the New Madrid seismic zone from GPS geodesy. *Tectonics*, 17, 2, 250-266.
- Wells D.L. and K.J. Coppersmith (1994).** New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Seismological Society of America Bulletin*, 84, 974-1002.
- Wenzel F., Sperner B., Lorenz F. and V. Monacu (2002).** Geodynamics, tomographic images and seismicity of the Vrancea region (SE-Carpathians, Romania). *EGU Stephan Mueller Special Publications Series*, 3, 95-104.
- Wetmiller R.J., Adams J., Anglin F.M., Hasegawa H.S. and A.E. Stevens (1984).** Aftershocks sequences of the 1982 Miramichi, New Brunswick earthquakes. *Seismological Society of America Bulletin*, 74, 621-653.
- Wibberley C.A.J., Yielding G. and G. Di Toro (2008).** Recent advances in the understanding of fault zone internal structure : a review. *Geological Society of London*, Special Publication, 299, 5-33.
- Wiens D.A. and D.E. Petroy (1990).** The largest recorded earthquake swarm : intraplate faulting near the southwest Indian ridge. *Journal of Geophysical Research*, 95, B4, 4735-4750.

- Woith H., Pekdeger A., Milkereit C., Wang R. and J. Zschau (2005).** Earthquake induced pore pressure variations deduced from fluid monitoring. *8th International Conference on Gas Geochemistry, ICG8*, 2-8 October 2005, Palermo and Milazzo, Italy, Abstract volume, 26.
- Wolf D. (1993).** The changing role of the lithosphere in models of glacial isostasy : a historical review. *Global and Planetary Change*, 8, 95-106.
- Wong I.G. and W.U. Savage (1983).** Deep intraplate seismicity in the western Sierra Nevada, Central California. *Seismological Society of America Bulletin*, 73, 3, 797-812.
- Wu P., Johnston P. and K. Lambeck (2002).** Postglacial rebound and fault instability in Fennoscandia. *Geophysical Journal International*, 139, 3, 657-670.
- Yeats R.S., Sieh K.E. and C.A. Allen (1997).** The geology of earthquakes. *Oxford University Press*, 576 pp.
- Zoback M.L. (1992).** First- and second-order patterns of stress in the lithosphere : the world stress map project. *Journal of Geophysical Research*, 97, B8, 11703-11728.
- Zoback M.D. and H.P. Harjes (1997).** Injection-induced earthquakes and crustal stress at 9 km depth at the KTB deep drilling site, Germany : the KTB deep drill hole. *Journal of Geophysical Research*, 102, B8, 18477-18491.
- Zhong S. and M. Gurnis (1993).** Dynamic feedback between a continentallike raft and thermal convection. *Journal of Geophysical Research*, 98, B7, 12219-12232.
- Ziegler P.A., Cloetingh S. and J.D. van Wees (1995).** Dynamics of intra-plate compressional deformation : the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252, 7-59.
- Ziegler P.A., van Wees J.D. and S. Cloetingh (1998).** Mechanical controls on collision-related compressional intraplate deformation. *Tectonophysics*, 300, 103-129.
- Zorin Y.A. (1999).** Geodynamics of the western part of the Mongol-Okhotsk collisional belt, Transbaikalian region (Russia) and Mongolia. *Tectonophysics*, 306, 33-56.

ANNEXES

- ANNEXE II-1 -

Caractéristiques des séismes historiques sur la zone Alpes du Sud – Bassin Ligure de 1182 A.D. à 1960. Sauf cas particulier, pour les séismes localisés en France les données proviennent de SISFRANCE (#) et pour les séismes localisés en Italie les données proviennent du « Catatlogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2004 » (*).

Seuls les événements présentant une estimation de l'intensité ont été retenus.

La valeur de l'intensité est donnée sur l'échelle *MSK* (1964) pour SISFRANCE et sur l'échelle *MCS* pour CTPI2004. Un critère de qualité, noté de A (très bonne) à I (mauvaise) est fourni par SISFRANCE pour la localisation de la zone épiscopale (*LOC*) et pour l'intensité (*INT*)

#, <http://www.sisfrance.net/>

*, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/>

| DATE ET SOURCE | | LATITUDE N | LONGITUDE E | INTENSITE <i>MSK</i> - <i>MCS</i> | FIABILITE <i>LOC</i> - <i>INT</i> | LOCALISATION |
|-------------------|-----|---------------|----------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------|
| AUGUST 15, 1182 | (*) | 44°25' | 8°53' | VI | | LIGURIAN COAST |
| 1311 | (*) | 44°53' | 7°19' | VI | | PIEMONTE |
| JUNE 13, 1494 | (#) | 43°59' | 7°19' | VIII | D - C | VESUBIE VALLEY |
| NOVEMBER, 1537 | (*) | 44°18' | 8°29' | VI | | LIGURIAN COAST |
| JULY 31, 1547 | (*) | 44°17' | 8°29' | V-VI | | LIGURIAN COAST |
| MAY 3, 1549 | (*) | 44°17' | 8°29' | VI-VII | | LIGURIAN COAST |
| MAY 14, 1549 | (*) | 44°40' | 8°00' | VI | | LIGURIA |
| FEBRUARY 28, 1550 | (*) | 44°23' | 7°32' | VI-VII | | PIEMONTE |
| JULY 20, 1564 | (#) | 44°00' | 7°19' | VIII | D - C | VESUBIE VALLEY essaim |
| JANUARY 31, 1612 | (*) | 43°57' | 7°37' | VI-VII | | LIGURIA |
| JANUARY 18, 1618 | (#) | 43°53' | 7°17' | VIII | D - C | VESUBIE VALLEY |
| FEBRUARY 15, 1644 | (#) | 43°57' | 7°30' | VIII | C - C | VESUBIE VALLEY essaim |
| APRIL 30, 1680 | (*) | 44°41' | 8°48' | VII | | LIGURIA |
| DECEMBER 28, 1703 | (*) | 44°47' | 7°30' | VII-VIII | | PIEMONTE |
| AUGUST 29, 1740 | (#) | 43°35' | 7°07' | V | I - I | COTE D'AZUR |
| MARCH 9, 1753 | (*) | 44°56' | 7°11' | VII | | PIEMONTE |
| FEBRUARY 7, 1767 | (*) | 44°33' | 8°41' | VI-VII | | LIGURIA |
| NOVEMBER 24, 1786 | (*) | 44°41' | 8°02' | V-VI | | LIGURIA |
| MARCH 5, 1799 | (#) | 43°42' | 7°16' | V | I - I | COTE D'AZUR |
| MARCH 31, 1806 | (*) | 43°45' | 7°30' | VI | | LIGURIAN SEA |
| JUNE 20, 1806 | (#) | 43°42' | 7°16' | VI | I - I | COTE D'AZUR |
| SEPTEMBER 5, 1807 | (*) | 44°00' | 8°30' | VI | | LIGURIAN SEA |
| APRIL 2, 1808 | (*) | 44°50' | 7°15' | VIII | | PIEMONTE |
| APRIL 16, 1808 | (#) | 44°51' | 7°11' | VII | D - C | PIEMONTE |
| APRIL 20, 1808 | (#) | 44°49' | 7°13' | V-VI | D - C | PIEMONTE |
| OCTOBER 26, 1808 | (*) | 43°30' | 10°10' | VI | | LIGURIAN SEA |
| NOVEMBER 2, 1812 | (#) | 43°47' | 7°38' | IV-V | D - C | LIGURIA |
| FEBRUARY 23, 1818 | (*) | 43°55' | 8°02' | VIII | | LIGURIAN COAST |
| JANUARY 8, 1819 | (*) | 44°03' | 8°12' | VI-VII | | LIGURIAN COAST |
| MAY 23, 1824 | (#) | 43°51' | 6°31' | V | I - I | ALPES de HT PROVENCE |
| OCTOBER 9, 1828 | (*) | 44°49' | 8°03' | VII-VIII | | LIGURIA |
| MAY 26, 1831 | (*) | 43°51' | 7°51' | VIII | | LIGURIAN COAST |
| NOVEMBER 25, 1831 | (*) | 43°50' | 7°50' | VI | | LIGURIAN COAST |
| MAY 23, 1835 | (*) | 44°20' | 7°33' | VI | | PIEMONTE |
| FEBRUARY 24, 1844 | (#) | 44°23' | 6°39' | IV | I - I | UBAYE essaim |
| JUNE 18, 1849 | (*) | 44°12' | 7°34' | VI | | PIEMONTE |
| DECEMBER 29, 1854 | (*) | 43°49' | 7°33' | VII-VIII | | LIGURIAN COAST |
| NOVEMBER 23, 1855 | (#) | 43°51' | 6°31' | VII | I - I | ALPES de HT PROVENCE |

| | | | | | | |
|---------------------------------|-----|--------|-------|----------|-------|---|
| DECEMBER 12, 1855 | (#) | 43°51' | 6°26' | VIII | D - K | ALPES de HT PROVENCE séisme de Castellane |
| DECEMBER 12, 1855 21:50 | (#) | 43°51' | 6°26' | VI | D - E | ALPES de HT PROVENCE Castellane - réplique |
| OCTOBER 25, 1858 | (*) | 44°53' | 7°18' | VI | | PIEMONTE |
| MARCH 16, 1861 | (*) | 44°20' | 9°36' | VI | | LIGURIA |
| FEBRUARY 4, 1863 | (#) | 44°06' | 6°14' | II-III | I - I | ALPES de HT PROVENCE |
| MAY 19, 1866 | (#) | 44°21' | 6°02' | VII-VIII | D - K | ALPES de HT PROVENCE |
| DECEMBER 2, 1872 | (#) | 44°06' | 6°14' | V | I - I | ALPES de HT PROVENCE |
| FEBRUARY 23, 1876 | (#) | 43°35' | 7°07' | IV | I - I | COTE D'AZUR |
| SEPTEMBER 20, 1876 | (#) | 44°06' | 6°14' | V-VI | I - I | ALPES de HT PROVENCE |
| DECEMBER 21, 1876 | (#) | 43°36' | 7°08' | IV | E - E | COTE D'AZUR |
| JANUARY 22, 1878 | (*) | 44°40' | 7°30' | VI | | PIEMONTE |
| JUNE 7, 1878 | (*) | 44°28' | 7°18' | VII | | PIEMONTE |
| FEBRUARY 15, 1882 | (*) | 44°39' | 9°07' | VI | | LIGURIA |
| MARCH 7, 1883 | (*) | 44°36' | 7°24' | VI | | LIGURIA |
| NOVEMBER 23, 1884 | (#) | 44°41' | 6°42' | V | D - C | HAUTES ALPES |
| NOVEMBER 27, 1884 | (#) | 44°47' | 6°40' | VII | B - A | HAUTES ALPES |
| JANUARY 24, 1885 | (*) | 43°50' | 8°00' | VI | | LIGURIAN SEA |
| MAY 2, 1885 | (#) | 43°44' | 7°25' | IV | D - C | COTE D'AZUR |
| JULY 1, 1885 | (*) | 44°15' | 7°30' | VI | | PIEMONTE |
| FEBRUARY 23, 1887 05:50 :00 | (#) | 43°55' | 8°00' | IX | C - K | LIGURIAN SEA séisme Ligure |
| FEBRUARY 23, 1887 06 :10 :00 | (#) | 43°55' | 8°00' | VI | D - E | LIGURIAN SEA séisme ligure - réplique |
| FEBRUARY 23, 1887 06 :10 :00 | (#) | 43°55' | 8°00' | VII | D - K | LIGURIAN SEA séisme ligure - réplique |
| MARCH 3, 1887 | (*) | 44°25' | 7°06' | V-VI | | PIEMONTE |
| OCTOBER 1, 1887 | (*) | 44°28' | 7°19' | VI | | PIEMONTE |
| NOVEMBER 1, 1888 | (#) | 44°06' | 6°14' | IV-V | I - I | ALPES de HT PROVENCE |
| MAY 8, 1892 | (*) | 43°52' | 7°50' | VI | | LIGURIAN COAST |
| JULY 23, 1892 | (#) | 43°48' | 7°50' | IV-V | D - C | LIGURIAN COAST |
| NOVEMBER 26, 1892 | (*) | 44°15' | 7°34' | VI | | PIEMONTE |
| JANUARY 2, 1893 | (#) | 44°18' | 7°09' | V-VI | D - B | PIEMONTE |
| OCTOBER 30, 1893 | (#) | 43°57' | 7°25' | III | I - I | ALPES MARITIMES |
| NOVEMBER 4, 1893 | (#) | 43°57' | 7°25' | II | I - I | ALPES MARITIMES |
| JULY 19, 1894 | (#) | 43°50' | 7°49' | V | D - B | LIGURIAN COAST |
| FEBRUARY 3, 1895 | (#) | 43°54' | 8°12' | V | D - C | LIGURIA |
| MARCH 18, 1895 | (#) | 44°17' | 7°24' | V | D - C | PIEMONTE |
| DECEMBER 25, 1895 | (*) | 43°42' | 8°03' | VI | | LIGURIA |
| OCTOBER 16, 1896 | (*) | 43°54' | 7°52' | VI | | LIGURIAN COAST |
| OCTOBER 12, 1897 | (*) | 43°58' | 7°40' | V-VI | | LIGURIAN COAST |
| DECEMBER 26, 1899 | (#) | 44°34' | 7°24' | V | D - B | PIEMONTE |
| APRIL 4, 1900 | (*) | 44°18' | 7°03' | VI | | PIEMONTE |
| APRIL 22, 1900 | (*) | 43°48' | 7°56' | VI | | LIGURIAN COAST |
| APRIL 20, 1901 | (*) | 44°20' | 7°30' | VI | | PIEMONTE |
| MAY 25, 1901 | (*) | 44°50' | 7°45' | VI | | PIEMONTE |
| MARCH 21, 1903 | (*) | 44°18' | 7°03' | V-VI | | PIEMONTE |
| APRIL 4, 1903 | (*) | 43°42' | 8°03' | V-VI | | LIGURIAN SEA |
| JULY 27, 1903 | (*) | 44°20' | 9°57' | VII | | LIGURIA |
| AUGUST 25, 1903 | (#) | 44°01' | 8°11' | VI | D - B | LIGURIAN COAST |
| JULY 12, 1904 | (*) | 44°56' | 6°51' | VI | | HAUTES ALPES |
| NOVEMBER 15, 1904 | (*) | 43°54' | 7°47' | V-VI | | LIGURIAN COAST |
| JANUARY 21, 1905 | (*) | 44°54' | 6°36' | VI | | HAUTES ALPES |
| MAY 30, 1905 | (*) | 44°20' | 7°24' | V-VI | | PIEMONTE |
| AUGUST 11, 1906 | (*) | 43°58' | 7°48' | V-VI | | LIGURIAN COAST |
| NOVEMBER 10, 1906 | (*) | 44°30' | 9°38' | VI | | LIGURIA |

| | | | | | | |
|-------------------------------|-----|--------|--------|--------|-------|------------------------------------|
| MAY 27, 1909 | (#) | 43°55' | 8°07' | VI | C - B | LIGURIAN COAST |
| OCTOBER 5, 1909 | (*) | 44°50' | 7°15' | V-VI | | PIEMONTE |
| JANUARY 23, 1910 | (*) | 44°54' | 9°38' | V-VI | | LIGURIA |
| SEPTEMBER 27, 1911 | (#) | 44°16' | 6°31' | V | E - E | ALPES de HT PROVENCE |
| JANUARY 14, 1912 | (*) | 44°42' | 8°03' | V-VI | | LIGURIAN SEA |
| JULY 24, 1913 | (*) | 44°20' | 7°20' | V-VI | | PIEMONTE |
| JANUARY 15, 1914 | (*) | 43°30' | 10°12' | VI | | LIGURIAN SEA |
| OCTOBER 26, 1914 | (*) | 45°04' | 7°20' | VII | | PIEMONTE |
| FEBRUARY 16, 1915 | (#) | 44°06' | 6°14' | V-VI | I - I | ALPES de HT PROVENCE |
| FEBRUARY 22, 1916 | (#) | 44°23' | 6°39' | V | I - I | UBAYE |
| AUGUST 19, 1916 | (*) | 44°18' | 7°10' | V | | PIEMONTE |
| NOVEMBER 28, 1919 | (#) | 44°09' | 7°35' | V-VI | D - B | ALPES MARITIMES |
| MAY 7, 1921 | (*) | 44°22' | 9°53' | VI-VII | | LIGURIA |
| NOVEMBER 29, 1921 | (*) | 44°22' | 9°59' | V | | LIGURIA |
| JANUARY 30, 1922 | (#) | 44°06' | 6°14' | III | I - I | ALPES de HT PROVENCE |
| APRIL 5, 1922 | (#) | 43°39' | 6°41' | V | D - C | ALPES de HT PROVENCE |
| SEPTEMBER 12, 1922 | (#) | 44°19' | 6°02' | IV | D - E | ALPES de HT PROVENCE |
| OCTOBER 26, 1922 | (#) | 44°02' | 7°19' | IV | B - B | VESUBIE VALLEY |
| SEPTEMBER 10, 1923 | (*) | 44°40' | 6°45' | VI | | HAUTES ALPES |
| MAY 12, 1924 | (#) | 44°06' | 6°59' | IV | I - I | ALPES MARITIMES essaim de Beuil |
| JULY 25, 1924 | (#) | 44°06' | 6°59' | IV | I - I | ALPES MARITIMES essaim de Beuil |
| JULY 26, 1924 | (#) | 44°06' | 6°59' | V | I - I | ALPES MARITIMES essaim de Beuil |
| SEPTEMBER 5, 1924 17:00:00 | (#) | 44°06' | 6°59' | IV | I - I | ALPES MARITIMES essaim de Beuil |
| SEPTEMBER 5, 1924 23:00:00 | (#) | 44°06' | 6°59' | III | I - I | ALPES MARITIMES essaim de Beuil |
| SEPTEMBER 6, 1924 | (#) | 44°06' | 6°59' | IV | I - I | ALPES MARITIMES essaim de Beuil |
| SEPTEMBER 21, 1924 | (*) | 44°24' | 8°57' | V-VI | | LIGURIAN COAST |
| JULY 20, 1925 | (*) | 42°30' | 7°30' | ? | | LIGURIAN SEA |
| DECEMBER 29, 1925 | (#) | 44°06' | 6°08' | IV | E - E | ALPES de HT PROVENCE |
| APRIL 13, 1926 | (#) | 43°53' | 7°27' | IV | I - I | ALPES MARITIMES |
| DECEMBER 5, 1926 | (#) | 43°50' | 7°25' | III-IV | C - B | ALPES MARITIMES |
| DECEMBER 5, 1926 | (#) | 43°48' | 7°24' | IV | D - B | ALPES MARITIMES |
| DECEMBER 13, 1926 | (#) | 43°49' | 7°19' | IV | I - I | ALPES MARITIMES |
| JANUARY 28, 1927 | (#) | 43°53' | 7°27' | III-IV | I - I | ALPES MARITIMES |
| OCTOBER 28, 1927 | (*) | 44°31' | 9°35' | VI | | LIGURIA |
| FEBRUARY 21, 1928 | (*) | 44°33' | 9°37' | VI | | LIGURIA |
| JULY 20, 1928 | (*) | 44°30' | 9°35' | VI | | LIGURIA |
| JANUARY 5, 1930 | (*) | 44°00' | 7°55' | IV | | LIGURIAN COAST |
| SEPTEMBER 19, 1933 | (#) | 44°25' | 6°28' | VI-VII | C - A | UBAYE |
| SEPTEMBER 21, 1933 | (#) | 44°25' | 6°28' | IV | B - B | UBAYE |
| OCTOBER 25, 1933 | (#) | 44°10' | 7°17' | IV | | PIEMONTE |
| JUNE 13, 1934 | (*) | 44°26' | 9°43' | VI | | LIGURIA |
| NOVEMBER 21, 1934 | (*) | 43°45' | 10°00' | ? | | LIGURIAN SEA |
| FEBRUARY 19, 1935 | (#) | 44°18' | 7°24' | V | A - B | PIEMONTE |
| MARCH 19, 1935 | (#) | 44°35' | 6°38' | VII | B - A | HAUTES ALPES |
| SEPTEMBER 29, 1935 | (#) | 44°12' | 6°24' | V-VI | D - B | ALPES de HT PROVENCE |
| APRIL 26, 1936 | (#) | 43°53' | 7°27' | V | D - C | ALPES MARITIMES |
| JULY 9, 1936 | (#) | 44°32' | 7°03' | V | D - B | PIEMONTE |
| DECEMBER 11, 1936 | (#) | 43°56' | 7°40' | VI | C - B | PIEMONTE |
| FEBRUARY 15, 1938 | (*) | 44°36' | 6°30' | VII | | HAUTES ALPES |
| JULY 18, 1938 | (#) | 44°40' | 6°36' | VI-VII | B - B | HAUTES ALPES |
| DECEMBER 10, 1938 | (#) | 44°26' | 6°26' | V | D - B | UBAYE |
| FEBRUARY 27, 1939 | (#) | 44°23' | 6°38' | III | D - B | UBAYE |

| | | | | | | |
|------------------------------|-----|--------|-------|----------|-------|-------------------------------------|
| MARCH 10, 1939 | (#) | 44°33' | 6°44' | IV | D - C | UBAYE |
| APRIL 29, 1940 | (*) | 44°48' | 6°36' | VI | | HAUTES ALPES |
| MARCH 15, 1942 | (#) | 44°31' | 6°40' | V | B - B | HAUTES ALPES |
| JANVIER 30, 1943 | (#) | 44°28' | 6°50' | V | D - B | UBAYE |
| JUNE 29, 1945 | (*) | 44°49' | 9°08' | VII-VIII | | LIGURIA |
| DECEMBER 15, 1945 | (*) | 44°49' | 9°07' | V-VI | | LIGURIA |
| FEBUARY 18, 1946 | (*) | 44°36' | 9°36' | VI | | LIGURIA |
| FEBUARY 17, 1947 | (#) | 44°52' | 7°18' | VI-VII | D - C | PIEMONTE |
| JANUARY 1, 1949 | (#) | 44°29' | 6°36' | IV | C - C | HAUTES ALPES |
| FEBUARY 17, 1949 | (#) | 44°19' | 6°41' | V | B - A | UBAYE |
| MARCH 22, 1949 | (#) | 44°27' | 6°22' | VI | A - A | UBAYE |
| DECEMBER 11, 1949 | (#) | 44°06' | 6°14' | III-IV | D - B | ALPES de HT PROVENCE |
| JANUARY 16, 1950 | (#) | 44°26' | 6°26' | IV | D - C | UBAYE |
| NOVEMBER 17, 1951 | (#) | 43°47' | 7°27' | III-IV | I - I | COTE D'AZUR |
| NOVEMBER 30, 1951 | (#) | 43°49' | 6°25' | VII-VIII | A - A | ALPES de HT PROVENCE |
| DECEMBER 18, 1951 | (#) | 44°24' | 6°41' | IV | D - B | UBAYE |
| JANUARY 8, 1953 | (#) | 44°05' | 6°08' | IV | C - B | ALPES de HT PROVENCE |
| APRIL 11, 1955 | (*) | 44°07' | 9°58' | V-VI | | LIGURIA |
| MAY 12, 1955 | (*) | 44°33' | 7°12' | VI-VII | | PIEMONTE |
| JUNE 20, 1955 | (#) | 44°29' | 7°04' | VII | D - B | PIEMONTE |
| AUGUST 1, 1955 | (#) | 44°13' | 6°59' | IV | D - C | ARGENTERA |
| JUNE 1, 1956 | (*) | 44°41' | 7°21' | VI | | PIEMONTE |
| DECEMBER 31, 1956 | (#) | 44°22' | 6°37' | IV | D - E | ALPES de HT PROVENCE |
| MARCH 8, 1957 | (#) | 43°50' | 7°46' | V | C - C | LIGURIAN COAST |
| MAY 4, 1958 | (*) | 44°30' | 7°24' | VI | | PIEMONTE |
| JANUARY 26, 1959 | (*) | 44°30' | 9°30' | V-VI | | LIGURIA |
| APRIL 5, 1959 | (#) | 44°32' | 6°49' | VII-VIII | B - B | UBAYE Saint Paul d'Ubaye |
| APRIL 19, 1959 | (#) | 44°34' | 6°43' | IV | C - B | UBAYE St Paul U - réplique |
| JULY 17, 1959 | (#) | 44°32' | 6°43' | V | B - B | UBAYE St Paul U - réplique |
| NOVEMBER 4, 1959 | (#) | 44°28' | 7°21' | V | D - B | PIEMONTE |
| DECEMBER 10, 1959 | (#) | 43°48' | 7°23' | ? | | ALPES MARITIMES essaim de Peille |
| DECEMBER 13, 1959 | (#) | 43°48' | 7°24' | V | C - B | ALPES MARITIMES essaim de Peille |
| DECEMBER 21, 1959 | (#) | 43°51' | 7°33' | V | D - B | LIGURIAN COAST |
| DECEMBER 22, 1959 | (#) | 43°48' | 7°20' | IV | D - B | ALPES MARITIMES essaim de Peille |
| JANUARY 28, 1960 | (#) | 44°33' | 6°44' | V | B - B | UBAYE SPU - réplique |
| FEBUARY 21, 1960 11:22:00 | (#) | 43°49' | 7°20' | II | I - I | ALPES MARITIMES essaim de Peille |
| FEBUARY 21, 1960 11:24:00 | (#) | 43°49' | 7°20' | II | I - I | ALPES MARITIMES essaim de Peille |
| MARCH 3, 1960 11:22:00 | (#) | 43°49' | 7°20' | II | I - I | ALPES MARITIMES essaim de Peille |
| MAY 8, 1960 | (#) | 44°33' | 6°45' | IV | C - B | UBAYE St Paul U - réplique |
| OCTOBER 12, 1960 | (#) | 43°54' | 6°32' | II-III | D - B | ALPES de HT PROVENCE |

- ANNEXE II-2(A) -

Séismes de magnitude supérieure à 3,0 ou d'intensité supérieure à III enregistrés de 1961 à 1979 [d'après les catalogues SISFRANCE (#) et CTPI-2004 (*) pour les données historiques et d'après Fréchet et Pavoni (1979) et Baroux et al. (2001) pour les données instrumentales].

| DATE ET SOURCE | LATITUDE N | LONGITUDE E | INTENSITE MSK - MCS | MAGNITUDE MI | LOCALISATION |
|-------------------------------|---------------|----------------|------------------------|-----------------|----------------------|
| MARCH 11, 1963 (#) | 43°58' | 6°52' | III | | ALPES MARITIMES |
| JUNE 27, 1963 (*) | 44°54' | 6°38' | V-VI | | HAUTES ALPES |
| JULY 19, 1963 (#) 05:45:29 | 43°19' | 8°09' | VII | 5,6 | LIGURIAN SEA |
| JULY 19, 1963 (#) 05:46:04 | 43°20' | 8°09' | VII-VIII | 6,0 | LIGURIAN SEA |
| JULY 27, 1963 | 44,56 | 8,13 | | 4,8 | MER LIGURE |
| OCTOBER 22, 1963 (#) | 44°03' | 6°02' | V | | ALPES de HT PROVENCE |
| MARCH 13, 1965 (#) | 44,066 | 7,18 | V | 3,7 | ALPES MARITIMES |
| DECEMBER 2, 1965 (#) | 44°23' | 6°38' | IV | | UBAYE |
| DECEMBER 12, 1965 (#) | 44°24' | 6°41' | III-IV | | UBAYE |
| JANUARY 11, 1966 (#) | 44°25' | 6°43' | III | | UBAYE |
| APRIL 7, 1966 (*) | 44°17' | 7°24' | VI | 4,4 | PIEMONTE |
| DECEMBER 6, 1967 (#) | 44°00' | 7°14' | V | 3,2 | VESUBIE VALLEY |
| APRIL 18, 1968 (*) | 44°05' | 8°01' | V | 4,0 | LIGURIAN COAST |
| JULY 15, 1968 (#) | 43°53' | 7°22' | IV | 3,6 | ALPES MARITIMES |
| SEPTEMBER 7, 1968 (#) | 44°14' | 8°12' | VI | | LIGURIA |
| NOVEMBER 22, 1969 (#) | 44°23' | 6°38' | V | | UBAYE |
| NOVEMBER 22, 1969 | 44,255 | 6,806 | | 3,6 | ALPES MARITIMES |
| JUNE 18, 1970 (#) | 43°45' | 7°26' | III-IV | | ALPES MARITIMES |
| DECEMBER 30, 1970 (#) | 44°14' | 8°14' | V | 3,5 | LIGURIAN COAST |
| DECEMBER 31, 1970 (*) | 44°13' | 8°20' | VI | 4,2 | LIGURIAN COAST |
| FEBRUARY 1, 1971 (*) | 44°24' | 7°14' | VI | 4,3 | PIEMONTE |
| MARCH 24, 1971 (#) | 43°48' | 7°23' | III-IV | | ALPES MARITIMES |
| JUNE 6, 1971 (#) | 44,63 | 6,75 | V-VI | 4,2 | HAUTES ALPES |
| SEPTEMBER 25, 1971 (*) | 44°14' | 8°41' | VI | 4,2 | LIGURIAN SEA |
| JANUARY 18, 1972 (*) | 44°12' | 8°10' | VI | 4,6 | LIGURIAN COAST |
| JANUARY 21, 1972 (*) | 43°51' | 6°31' | IV | | ALPES de HT PROVENCE |
| APRIL 3, 1972 | 44,413 | 7,024 | | 3,5 | PIEMONTE |
| MAY 7, 1972 | 44,769 | 6,793 | | 3,3 | HAUTES ALPES |
| MAY 19, 1972 | 44,363 | 7,353 | | 3,8 | ARGENTERA |
| JUNE 19, 1972 (#) | 44,36 | 6,333 | V | 3,8 | ALPES de HT PROVENCE |
| DECEMBER 29, 1972 | 44,314 | 7,169 | | 3,6 | PIEMONTE |
| JUNE 5, 1973 (*) | 44°31' | 9°34' | IV | | LIGURIA |
| DECEMBER 17, 1973 | 44,873 | 6,971 | | 3,5 | HAUTES ALPES |
| FEBRUARY 8, 1974 (#) | 44°09' | 6°29' | V | | ALPES de HT PROVENCE |
| APRIL 15, 1974 (*) | 44°39' | 9°41' | V-VI | | LIGURIA |
| AUGUST 5, 1974 (#) | 44,20 | 7,10 | III-IV | 3,1 | PIEMONTE |
| AUGUST 7, 1974 (#) | 44°26' | 6°23' | V | | UBAYE |
| SEPTEMBER 8, 1974 (#) | 43°57' | 7°20' | III | | COTE D'AZUR |
| NOVEMBER 16, 1975 (*) | 44°24' | 9°50' | V-VI | | LIGURIA |
| JUNE 7, 1976 | 44,66 | 6,683 | | 3,3 | HAUTES ALPES |
| OCTOBER 9, 1976 | 44,57 | 6,91 | | 3,6 | HAUTES ALPES |
| OCTOBRE 18, 1976 (#) | 44°26' | 6°26' | IV | | UBAYE |
| DECEMBER 12, 1976 | 44,796 | 6,882 | | 3,4 | HAUTES ALPES |
| FEBRUARY 6, 1977 | 44,495 | 7,341 | | 4,0 | PIEMONTE |
| JUNE 24, 1977 | 44,462 | 7,382 | | 3,6 | PIEMONTE |

| | | | | | |
|-----------------------------|--------|-------|------|-----|----------------------|
| JULY 3, 1977 | 44,667 | 6,667 | | 4.0 | HAUTES ALPES |
| AUGUST 9, 1977 | 44,515 | 6,92 | | 3,6 | PIEMONT |
| SEPTEMBER 23, 1977 | 44,287 | 7,387 | | 3,6 | ARGENTERA |
| SEPTEMBER 24, 1977 | 44,526 | 6,869 | | ? | ALPES de HT PROVENCE |
| OCTOBER 3, 1977 01:32 | 44,524 | 6,808 | | ? | PIEMONT |
| OCTOBER 3, 1977 01:49 | 44,525 | 6,862 | | ? | PIEMONT |
| SEPTEMBER 30, 1978 01:30 | 44,515 | 6,85 | | ? | PIEMONT |
| SEPTEMBER 30, 1978 09:13 | 44,512 | 6,854 | | ? | PIEMONT |
| SEPTEMBER 30, 1978 09:41 | 44,511 | 6,857 | | ? | PIEMONT |
| OCTOBER 1, 1978 | 44,5 | 6,84 | | ? | PIEMONT |
| OCTOBER 3, 1978 | 44,48 | 6,89 | | ? | PIEMONT |
| OCTOBER 6, 1978 00:45 | 44,48 | 6,88 | | ? | PIEMONT |
| OCTOBER 6, 1978 18:11 | 44,500 | 6,820 | | ? | PIEMONT |
| DECEMBER 23, 1978 (#) | 44°23' | 6°39' | IV-V | | UBAYE |
| DECEMBER 24, 1978 (#) | 44°23' | 6°39' | IV | | UBAYE |
| SEPTEMBER 1, 1979 (#) | 44°31' | 6°45' | IV-V | | UBAYE |
| NOVEMBER 28, 1979 (#) | 43°42' | 7°30' | III | | COTE D'AZUR |
| DECEMBER 4, 1979 (#) | 44°11' | 7°03' | IV | | ARGENTERA |
| DECEMBER 4, 1979 | 44,298 | 7,396 | | 3,5 | PIEMONT |

- ANNEXE II-2(B) -

Séismes de magnitude $\geq 3,0$ du catalogue BCSF (réseau ReNaSS et réseau LDG) de 1980 à 2008 (286 événements).

| DATE ET HEURE | LATITUDE | LONGITUDE | Z (km) | MI | LOCALISATION |
|------------------------|----------|-----------|--------|-----|--------------------------|
| 1980 | | | | | |
| 05/01/1980-14:32:27.87 | 44.90 | 7.10 | 5 | 5.3 | E BRIANCON |
| 15/02/1980-09:10:38.69 | 43.45 | 8.56 | 5 | 3.1 | MER LIGURE |
| 15/03/1980-08:00:48.06 | 44.26 | 6.27 | 15 | 3.8 | DIGNE |
| 16/03/1980-11:57:41.10 | 44.66 | 6.71 | 5 | 3.4 | SSE BRIANCON |
| 16/03/1980-22:17:49.56 | 43.64 | 8.07 | 5 | 3.6 | NICE |
| 10/10/1980-21:42:49.28 | 44.52 | 6.93 | 10 | 4.2 | ENE BARCELONNETTE |
| 1981 | | | | | |
| 22/01/1981-06:18:39.22 | 43.42 | 8.24 | 5 | 3.3 | MER LIGURE |
| 28/01/1981-03:41:32.33 | 43.21 | 8.27 | 5 | 3.1 | MER LIGURE |
| 06/02/1981-07:41:27.64 | 44.35 | 7.10 | 10 | 3.0 | N ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 16/02/1981-08:58:28.75 | 43.19 | 8.13 | 10 | 3.0 | MER LIGURE |
| 22/04/1981-04:26:19.88 | 43.25 | 8.13 | 10 | 4.5 | MER LIGURE |
| 22/04/1981-04:47:13.32 | 43.15 | 8.09 | 10 | 3.3 | MER LIGURE |
| 25/04/1981-20:25:24.50 | 44.18 | 8.59 | 5 | 3.2 | GOLFE DE GENES |
| 07/05/1981-16:27:03.42 | 44.98 | 6.57 | 5 | 3.0 | NNW BRIANCON |
| 11/05/1981-14:31:10.57 | 43.14 | 7.99 | 5 | 3.0 | MER LIGURE |
| 24/05/1981-22:33:38.34 | 44.41 | 6.45 | 10 | 3.2 | W BARCELONNETTE |
| 08/06/1981-18:48:33.78 | 43.57 | 7.69 | 10 | 3.2 | SSE MENTON |
| 13/06/1981-06:03:58.85 | 44.41 | 6.30 | 5 | 3.0 | SE GAP |
| 21/07/1981-19:20:25.07 | 44.47 | 6.74 | 5 | 3.1 | NE BARCELONNETTE |
| 30/08/1981-10:04:54.41 | 43.13 | 7.98 | 5 | 3.0 | MER LIGURE |
| 11/09/1981-21:37:26.34 | 43.54 | 7.71 | 5 | 3.2 | SSE MENTON |
| 02/12/1981-18:15:52.11 | 44.47 | 6.42 | 5 | 3.1 | WNW BARCELONNETTE |
| 02/12/1981-23:42:33.60 | 44.47 | 6.53 | 5 | 3.2 | NW BARCELONNETTE |
| 1982 | | | | | |
| 17/01/1982-12:31:43.96 | 43.73 | 6.59 | 5 | 3.0 | SW ST AUBAN |
| 24/02/1982-06:17:31.61 | 43.93 | 8.21 | 5 | 3.0 | IMPERIA |
| 04/04/1982-17:39:22.46 | 43.92 | 7.70 | 5 | 3.1 | NE MENTON |
| 07/07/1982-09:04:35.50 | 44.42 | 6.74 | 5 | 3.1 | ENE BARCELONNETTE |
| 11/07/1982-12:03:00.96 | 44.98 | 6.66 | 5 | 3.2 | NNE BRIANCON |
| 11/08/1982-13:30:53.57 | 43.47 | 8.31 | 5 | 3.2 | MER LIGURE |
| 02/09/1982-21:45:24.35 | 44.05 | 7.19 | 5 | 3.3 | ESE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 28/09/1982-15:40:11.28 | 44.63 | 7.05 | 5 | 3.1 | NE BARCELONNETTE |
| 28/09/1982-19:32:23.39 | 44.58 | 6.99 | 5 | 3.0 | NE BARCELONNETTE |
| 29/09/1982-00:13:03.70 | 44.62 | 7.10 | 5 | 3.0 | NE BARCELONNETTE |
| 02/10/1982-01:26:39.68 | 44.47 | 6.49 | 5 | 3.1 | NW BARCELONNETTE |
| 02/10/1982-02:00:27.04 | 44.47 | 6.50 | 5 | 3.0 | NW BARCELONNETTE |
| 26/12/1982-23:23:50.92 | 43.93 | 8.34 | 5 | 3.0 | IMPERIA |
| 1983 | | | | | |
| 01/01/1983-04:22:01.08 | 44.61 | 6.80 | 5 | 3.1 | NNE BARCELONNETTE |
| 05/03/1983-04:52:39.26 | 43.90 | 7.79 | 5 | 3.0 | ENE MENTON |
| 25/03/1983-10:37:21.89 | 44.45 | 6.49 | 5 | 3.1 | WNW BARCELONNETTE |
| 13/04/1983-08:49:29.35 | 44.71 | 6.68 | 5 | 3.1 | S BRIANCON |
| 06/05/1983-22:36:55.03 | 44.67 | 6.89 | 10 | 3.0 | SE BRIANCON |
| 24/05/1983-15:20:13.50 | 44.36 | 6.72 | 5 | 3.0 | ESE BARCELONNETTE |
| 21/06/1983-05:45:47.81 | 44.49 | 6.34 | 5 | 3.2 | ESE GAP |
| 25/07/1983-18:31:13.67 | 45.00 | 6.69 | 5 | 3.0 | NNE BRIANCON |
| 29/08/1983-15:32:23.25 | 44.78 | 6.80 | 5 | 3.1 | SE BRIANCON |

| | | | | | |
|------------------------|-------|------|----|-----|--------------------------|
| 06/10/1983-20:41:03.84 | 43.30 | 7.16 | 5 | 3.1 | S NICE |
| 13/10/1983-08:52:28.69 | 43.90 | 7.45 | 5 | 3.0 | NNE NICE |
| 31/10/1983-21:03:04.88 | 43.50 | 8.13 | 5 | 3.0 | IMPERIA |
| 04/12/1983-17:34:52.55 | 43.86 | 7.78 | 5 | 3.3 | ENE MENTON |
| 22/12/1983-18:12:21.70 | 44.36 | 6.76 | 5 | 3.3 | ESE BARCELONNETTE |
| 1984 | | | | | |
| 03/01/1984-20:34:00.00 | 44.51 | 6.82 | 5 | 3.1 | NE BARCELONNETTE |
| 10/01/1984-15:58:29.96 | 44.34 | 6.76 | 5 | 3.2 | ESE BARCELONNETTE |
| 12/01/1984-08:24:45.42 | 44.71 | 7.32 | 5 | 3.6 | ESE BRIANCON |
| 05/02/1984-06:08:02.21 | 44.41 | 6.47 | 10 | 3.0 | W BARCELONNETTE |
| 25/02/1984-20:59:58.75 | 44.34 | 7.22 | 5 | 3.0 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 06/03/1984-12:30:49.89 | 44.62 | 6.79 | 5 | 3.0 | NNE BARCELONNETTE |
| 05/04/1984-06:37:27.77 | 44.78 | 6.65 | 5 | 3.0 | S BRIANCON |
| 14/04/1984-21:13:16.21 | 44.59 | 7.19 | 5 | 3.1 | ENE BARCELONNETTE |
| 26/04/1984-21:24:27.75 | 44.36 | 6.74 | 5 | 3.2 | ESE BARCELONNETTE |
| 10/05/1984-08:22:35.48 | 44.38 | 6.95 | 5 | 3.2 | E BARCELONNETTE |
| 05/09/1984-16:03:24.60 | 44.30 | 6.71 | 5 | 3.2 | SSE BARCELONNETTE |
| 16/09/1984-03:34:04.84 | 44.41 | 6.75 | 5 | 3.2 | ENE BARCELONNETTE |
| 18/10/1984-14:34:31.87 | 44.40 | 6.40 | 5 | 3.2 | W BARCELONNETTE |
| 26/11/1984-04:30:10.01 | 44.23 | 6.32 | 5 | 3.0 | NNE DIGNE |
| 06/12/1984-16:19:09.39 | 44.35 | 6.74 | 5 | 3.0 | ESE BARCELONNETTE |
| 1985 | | | | | |
| 07/01/1985-11:07:54.87 | 44.33 | 6.75 | 5 | 3.0 | SE BARCELONNETTE |
| 09/02/1985-07:37:13.67 | 44.47 | 6.74 | 5 | 3.1 | NE BARCELONNETTE |
| 12/03/1985-16:24:41.96 | 44.45 | 6.61 | 5 | 3.0 | NNW BARCELONNETTE |
| 28/09/1985-12:48:01.03 | 44.31 | 6.77 | 5 | 3.0 | SE BARCELONNETTE |
| 04/10/1985-13:17:20.00 | 43.58 | 7.97 | 5 | 4.0 | ESE MENTON |
| 04/10/1985-15:22:10.30 | 43.67 | 7.99 | 5 | 3.7 | E NICE |
| 05/10/1985-15:58:38.00 | 43.53 | 8.00 | 5 | 3.0 | ESE NICE |
| 06/10/1985-06:14:57.00 | 43.55 | 7.99 | 8 | 3.3 | ESE NICE |
| 20/10/1985-08:43:09.61 | 44.79 | 6.61 | 5 | 3.0 | S BRIANCON |
| 29/11/1985-20:02:17.43 | 44.58 | 7.03 | 5 | 3.0 | NE BARCELONNETTE |
| 01/12/1985-16:36:44.14 | 44.69 | 6.72 | 5 | 3.1 | SSE BRIANCON |
| 13/12/1985-05:44:08.25 | 44.30 | 6.46 | 5 | 3.1 | WSW BARCELONNETTE |
| 1986 | | | | | |
| 17/01/1986-20:27:19.03 | 44.31 | 6.43 | 5 | 3.4 | WSW BARCELONNETTE |
| 23/03/1986-13:59:23.41 | 44.31 | 6.43 | 5 | 3.6 | WSW BARCELONNETTE |
| 01/05/1986-00:28:02.01 | 43.47 | 7.42 | 10 | 3.9 | SSE NICE |
| 04/06/1986-14:08:08.82 | 44.31 | 6.34 | 5 | 3.0 | NNE DIGNE |
| 06/11/1986-06:30:35.25 | 44.30 | 6.38 | 5 | 3.0 | WSW BARCELONNETTE |
| 23/11/1986-04:28:03.94 | 44.82 | 6.70 | 5 | 3.4 | SSE BRIANCON |
| 16/12/1986-15:55:41.17 | 44.71 | 6.79 | 5 | 3.0 | SSE BRIANCON |
| 1987 | | | | | |
| 08/03/1987-23:36:05.88 | 44.31 | 7.16 | 5 | 3.2 | N ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 28/05/1987-14:02:25.35 | 44.61 | 7.00 | 5 | 3.0 | NE BARCELONNETTE |
| 28/05/1987-14:25:41.16 | 44.60 | 7.00 | 5 | 3.1 | NE BARCELONNETTE |
| 28/05/1987-23:00:52.92 | 44.63 | 7.00 | 5 | 3.1 | NE BARCELONNETTE |
| 15/06/1987-21:27:18.28 | 44.33 | 7.26 | 5 | 3.0 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 05/09/1987-16:59:13.23 | 44.38 | 6.77 | 5 | 3.0 | E BARCELONNETTE |
| 1988 | | | | | |
| 02/05/1988-07:23:50.18 | 44.36 | 7.22 | 5 | 3.1 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 22/06/1988-21:32:18.70 | 44.00 | 7.75 | 5 | 3.0 | SE TENDE |
| 05/08/1988-22:01:32.56 | 43.83 | 6.41 | 5 | 3.0 | E RIEZ |
| 06/09/1988-10:08:05.21 | 44.05 | 7.29 | 10 | 3.1 | ESE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 03/11/1988-18:39:33.24 | 44.28 | 7.29 | 5 | 3.0 | NE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |

| | | | | | |
|------------------------|-------|------|----|-----|--------------------------|
| 1989 | | | | | |
| 12/02/1989-03:52:02.54 | 44.26 | 6.46 | 10 | 3.6 | SW BARCELONNETTE |
| 12/05/1989-09:27:38.44 | 44.63 | 7.28 | 5 | 3.3 | ENE BARCELONNETTE |
| 28/05/1989-11:56:29.30 | 44.63 | 7.26 | 5 | 3.5 | ENE BARCELONNETTE |
| 30/10/1989-11:24:05.71 | 44.62 | 7.26 | 10 | 3.4 | ENE BARCELONNETTE |
| 26/12/1989-19:59:58.60 | 43.50 | 7.52 | 5 | 4.5 | SE NICE |
| 1990 | | | | | |
| 11/02/1990-07:00:38.17 | 44.87 | 7.37 | 5 | 4.5 | E BRIANCON |
| 15/04/1990-07:50:36.02 | 43.54 | 7.75 | 5 | 4.2 | SE MENTON |
| 09/08/1990-19:16:56.64 | 44.05 | 7.42 | 5 | 3.2 | E ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 27/11/1990-01:53:59.74 | 44.99 | 6.84 | 5 | 3.2 | ENE BRIANCON |
| 1991 | | | | | |
| 11/02/1991-15:43:41.50 | 44.81 | 6.38 | 5 | 4.6 | WSW BRIANCON |
| 13/02/1991-12:54:42.37 | 44.87 | 6.75 | 5 | 3.6 | ESE BRIANCON |
| 13/02/1991-15:49:39.10 | 44.86 | 6.70 | 5 | 3.6 | SE BRIANCON |
| 25/02/1991-11:30:13.39 | 44.04 | 7.52 | 5 | 3.1 | SW TENDE |
| 03/10/1991-18:15:49.03 | 43.88 | 7.47 | 5 | 3.0 | NE NICE |
| 16/11/1991-13:37:31.57 | 44.30 | 7.34 | 15 | 3.0 | NE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 1992 | | | | | |
| 28/03/1992-06:43:29.06 | 43.81 | 6.41 | 5 | 3.1 | E RIEZ |
| 01/06/1992-23:06:51.34 | 44.39 | 7.23 | 5 | 3.0 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 31/07/1992-20:14:26.56 | 44.46 | 6.38 | 10 | 3.0 | WNW BARCELONNETTE |
| 16/08/1992-13:31:14.46 | 44.46 | 7.28 | 10 | 4.1 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 01/11/1992-11:45:15.71 | 44.64 | 6.77 | 5 | 3.3 | NNE BARCELONNETTE |
| 01/12/1992-20:00:02.20 | 44.54 | 6.89 | 5 | 3.0 | NE BARCELONNETTE |
| 1993 | | | | | |
| 15/03/1993-06:37:11.10 | 43.89 | 7.87 | 5 | 3.1 | ENE MENTON |
| 15/03/1993-23:43:30.88 | 44.29 | 7.28 | 5 | 4.0 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 17/07/1993-05:46:05.77 | 44.14 | 8.26 | 5 | 4.0 | SAVONE |
| 17/07/1993-05:55:49.90 | 44.10 | 8.37 | 10 | 3.1 | SAVONE |
| 17/07/1993-05:57:46.08 | 43.89 | 8.29 | 10 | 3.1 | IMPERIA |
| 17/07/1993-06:26:37.69 | 44.26 | 8.23 | 10 | 4.1 | SAVONE |
| 17/07/1993-10:35:00.96 | 44.21 | 8.24 | 10 | 4.4 | SAVONE |
| 17/07/1993-10:38:21.75 | 43.96 | 8.32 | 10 | 3.2 | IMPERIA |
| 17/07/1993-11:08:22.96 | 44.21 | 8.30 | 10 | 3.1 | SAVONE |
| 17/07/1993-11:09:50.10 | 43.96 | 8.27 | 10 | 3.2 | IMPERIA |
| 15/11/1993-00:20:01.14 | 44.75 | 7.38 | 10 | 3.4 | ESE BRIANCON |
| 11/12/1993-13:50:57.57 | 44.05 | 7.67 | 5 | 3.6 | ESE TENDE |
| 25/12/1993-10:42:57.01 | 44.46 | 8.05 | 10 | 3.3 | SAVONE |
| 25/12/1993-10:44:00.57 | 44.27 | 7.95 | 5 | 3.7 | NE TENDE |
| 25/12/1993-22:50:39.96 | 44.01 | 8.28 | 10 | 3.2 | SAVONE |
| 1994 | | | | | |
| 20/01/1994-06:59:15.47 | 44.52 | 7.37 | 5 | 4.6 | ENE BARCELONNETTE |
| 20/01/1994-07:05:43.75 | 44.54 | 7.40 | 5 | 3.5 | ENE BARCELONNETTE |
| 21/01/1994-23:27:34.42 | 44.53 | 7.37 | 5 | 3.0 | ENE BARCELONNETTE |
| 31/03/1994-22:53:34.03 | 44.54 | 7.38 | 20 | 3.3 | ENE BARCELONNETTE |
| 27/05/1994-03:57:04.92 | 44.51 | 9.12 | 5 | 3.5 | S PAVIE |
| 27/06/1994-17:48:47.80 | 44.49 | 6.44 | 5 | 3.9 | WNW BARCELONNETTE |
| 08/07/1994-00:15:29.97 | 44.42 | 7.24 | 5 | 3.2 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 09/07/1994-19:56:55.71 | 44.02 | 8.96 | 5 | 3.0 | GOLFE DE GENES |
| 24/09/1994-04:18:18.30 | 44.56 | 6.90 | 5 | 3.6 | NE BARCELONNETTE |
| 05/10/1994-08:25:58.56 | 43.31 | 7.14 | 5 | 3.2 | SSW NICE |
| 24/11/1994-21:17:35.28 | 43.80 | 6.44 | 5 | 3.8 | E RIEZ |
| 1995 | | | | | |
| 04/01/1995-00:47:02.63 | 44.89 | 7.25 | 5 | 4.1 | E BRIANCON |

| | | | | | |
|------------------------|-------|------|----|-----|--------------------------|
| 21/04/1995-08:02:57.08 | 43.79 | 7.55 | 10 | 4.7 | ENE MENTON |
| 28/04/1995-03:23:34.57 | 44.99 | 8.81 | 5 | 3.2 | N GENES |
| 29/04/1995-19:13:56.47 | 44.85 | 9.21 | 5 | 3.0 | S PAVIE |
| 20/09/1995-08:23:22.01 | 43.27 | 8.00 | 5 | 3.4 | MER LIGURE |
| 13/10/1995-22:07:42.96 | 44.50 | 6.85 | 5 | 3.9 | NE BARCELONNETTE |
| 16/10/1995-11:04:25.37 | 44.83 | 6.73 | 5 | 3.2 | SE BRIANCON |
| 10/11/1995-22:04:14.67 | 44.46 | 7.04 | 5 | 3.4 | ENE BARCELONNETTE |
| 1996 | | | | | |
| 12/02/1996-16:31:53.05 | 43.78 | 7.43 | 5 | 3.2 | NE NICE |
| 18/02/1996-04:16:33.50 | 44.76 | 6.76 | 5 | 4.0 | SSE BRIANCON |
| 20/02/1996-13:37:51.69 | 44.39 | 7.48 | 5 | 3.2 | NE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 16/04/1996-18:00:01.83 | 43.20 | 7.41 | 5 | 3.0 | SSE NICE |
| 18/04/1996-05:31:40.92 | 44.25 | 6.88 | 5 | 3.4 | SE BARCELONNETTE |
| 08/07/1996-02:46:07.50 | 43.57 | 8.09 | 5 | 3.1 | IMPERIA |
| 07/10/1996-02:13:25.54 | 44.21 | 6.82 | 5 | 3.0 | SE BARCELONNETTE |
| 17/10/1996-15:21:38.28 | 43.98 | 7.51 | 10 | 3.5 | N MENTON |
| 16/11/1996-22:12:04.47 | 44.91 | 8.10 | 5 | 3.3 | ASTI |
| 24/11/1996-00:27:07.57 | 44.08 | 7.71 | 5 | 3.5 | E TENDE |
| 25/11/1996-19:47:24.00 | 44.22 | 8.51 | 5 | 4.4 | GOLFE DE GENES |
| 25/11/1996-22:43:40.11 | 44.21 | 8.63 | 5 | 3.4 | GOLFE DE GENES |
| 27/11/1996-15:12:29.10 | 44.20 | 6.85 | 5 | 3.1 | SE BARCELONNETTE |
| 26/12/1996-19:33:50.06 | 44.34 | 7.26 | 5 | 3.2 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 29/12/1996-10:18:40.10 | 44.05 | 7.60 | 5 | 3.8 | SSE TENDE |
| 1997 | | | | | |
| 04/01/1997-17:58:51.44 | 43.58 | 7.88 | 5 | 3.2 | SE MENTON |
| 18/02/1997-21:39:26.24 | 44.41 | 7.29 | 5 | 3.0 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 24/02/1997-12:06:18.39 | 43.63 | 8.38 | 5 | 4.5 | IMPERIA |
| 26/02/1997-08:19:08.89 | 44.49 | 9.21 | 5 | 3.6 | S PAVIE |
| 26/02/1997-17:31:48.76 | 43.69 | 8.39 | 20 | 3.7 | IMPERIA |
| 26/02/1997-17:34:25.44 | 43.74 | 8.49 | 20 | 3.7 | MER LIGURE |
| 26/02/1997-20:15:01.56 | 43.72 | 8.40 | 20 | 3.2 | IMPERIA |
| 26/02/1997-21:58:25.67 | 43.70 | 8.39 | 20 | 3.6 | IMPERIA |
| 27/02/1997-14:59:20.19 | 44.49 | 9.25 | 5 | 3.3 | S PAVIE |
| 04/04/1997-11:29:24.17 | 44.30 | 7.51 | 5 | 3.1 | NNW TENDE |
| 08/04/1997-11:13:37.44 | 44.31 | 7.25 | 5 | 3.1 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 26/06/1997-06:08:34.94 | 43.97 | 7.30 | 4 | 3.6 | N NICE |
| 04/07/1997-12:08:38.89 | 43.97 | 7.31 | 5 | 3.1 | N NICE |
| 25/07/1997-17:00:20.94 | 45.00 | 7.33 | 5 | 3.6 | ENE BRIANCON |
| 16/08/1997-11:20:15.03 | 43.92 | 7.71 | 5 | 3.1 | NE MENTON |
| 05/09/1997-08:57:18.55 | 43.88 | 7.74 | 5 | 3.3 | ENE MENTON |
| 13/09/1997-17:59:39.16 | 44.77 | 6.76 | 5 | 3.3 | SE BRIANCON |
| 03/10/1997-15:03:34.98 | 44.33 | 6.44 | 5 | 4.0 | WSW BARCELONNETTE |
| 23/10/1997-12:46:04.44 | 44.44 | 9.18 | 5 | 3.0 | W LA SPEZIA |
| 31/10/1997-04:23:43.30 | 44.26 | 6.56 | 5 | 4.8 | SSW BARCELONNETTE |
| 31/10/1997-07:15:19.81 | 44.28 | 6.54 | 5 | 3.6 | SW BARCELONNETTE |
| 06/11/1997-12:39:48.17 | 44.42 | 6.50 | 5 | 3.7 | WNW BARCELONNETTE |
| 07/11/1997-22:16:13.79 | 44.11 | 7.94 | 5 | 3.2 | E TENDE |
| 08/11/1997-01:56:07.33 | 44.15 | 7.90 | 5 | 4.1 | ENE TENDE |
| 10/12/1997-21:36:57.79 | 43.78 | 7.53 | 7 | 3.3 | ENE MENTON |
| 1998 | | | | | |
| 10/01/1998-21:22:09.14 | 44.89 | 7.47 | 5 | 3.4 | E BRIANCON |
| 03/02/1998-23:38:39.65 | 43.52 | 8.27 | 5 | 3.6 | IMPERIA |
| 09/02/1998-14:41:40.25 | 43.33 | 8.09 | 5 | 3.5 | MER LIGURE |
| 23/02/1998-09:15:57.64 | 43.98 | 7.51 | 10 | 3.1 | N MENTON |
| 20/03/1998-12:09:47.62 | 44.74 | 6.64 | 5 | 3.3 | S BRIANCON |

| | | | | | |
|------------------------|-------|------|----|-----|--------------------------|
| 11/04/1998-11:05:00.80 | 44.68 | 7.16 | 5 | 3.8 | ESE BRIANCON |
| 06/05/1998-17:58:52.39 | 44.96 | 9.07 | 5 | 3.3 | S PAVIE |
| 13/05/1998-21:11:54.03 | 44.45 | 6.29 | 5 | 3.1 | SE GAP |
| 21/05/1998-11:27:51.94 | 44.87 | 9.08 | 5 | 3.0 | S PAVIE |
| 06/06/1998-01:23:13.62 | 44.56 | 8.59 | 5 | 3.5 | N GENES |
| 13/06/1998-22:20:49.56 | 44.29 | 6.52 | 5 | 3.1 | SW BARCELONNETTE |
| 27/06/1998-03:31:21.79 | 44.64 | 9.24 | 5 | 3.0 | S PAVIE |
| 25/07/1998-20:19:22.28 | 43.96 | 7.13 | 8 | 3.2 | NNW NICE |
| 09/09/1998-11:33:40.91 | 44.65 | 9.17 | 5 | 3.0 | S PAVIE |
| 01/11/1998-19:07:14.79 | 44.98 | 8.64 | 5 | 3.1 | N GENES |
| 02/12/1998-12:20:35.51 | 44.25 | 8.93 | 5 | 3.3 | GOLFE DE GENES |
| 1999 | | | | | |
| 30/04/1999-20:59:09.47 | 44.06 | 8.04 | 5 | 3.2 | SAVONE |
| 01/11/1999-17:22:33.80 | 43.78 | 7.40 | 5 | 3.3 | NE NICE |
| 2000 | | | | | |
| 31/05/2000-07:46:06.33 | 44.82 | 7.17 | 5 | 3.2 | E BRIANCON |
| 10/06/2000-02:44:30.80 | 44.49 | 7.30 | 5 | 3.2 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 26/06/2000-19:29:16.60 | 44.51 | 6.90 | 5 | 3.3 | NE BARCELONNETTE |
| 21/08/2000-17:14:29.00 | 44.89 | 8.28 | 5 | 5.0 | ASTI |
| 21/08/2000-21:47:33.00 | 44.80 | 8.22 | 10 | 3.0 | ASTI |
| 21/08/2000-21:48:10.60 | 44.77 | 8.26 | 10 | 3.2 | ASTI |
| 22/08/2000-00:52:49.83 | 44.78 | 8.30 | 10 | 3.2 | ASTI |
| 02/09/2000-11:44:31.89 | 44.72 | 8.40 | 5 | 3.4 | ASTI |
| 08/09/2000-21:48:18.00 | 44.81 | 8.27 | 10 | 3.5 | ASTI |
| 10/09/2000-04:06:38.99 | 44.57 | 9.11 | 10 | 3.8 | S PAVIE |
| 16/09/2000-22:04:05.24 | 44.97 | 8.03 | 5 | 3.0 | ASTI |
| 04/10/2000-16:34:34.87 | 44.84 | 8.32 | 5 | 3.1 | ASTI |
| 27/10/2000-14:37:13.50 | 44.81 | 8.34 | 5 | 3.4 | ASTI |
| 02/12/2000-05:08:13.60 | 43.84 | 7.78 | 5 | 3.1 | ENE MENTON |
| 04/12/2000-16:24:26.21 | 44.65 | 7.59 | 10 | 3.1 | N CUNEO |
| 19/12/2000-14:20:49.55 | 43.78 | 7.40 | 5 | 3.4 | NE NICE |
| 20/12/2000-05:45:15.02 | 43.78 | 7.39 | 5 | 3.0 | NE NICE |
| 2001 | | | | | |
| 06/02/2001-22:28:46.03 | 44.12 | 8.66 | 5 | 4.1 | GOLFE DE GENES |
| 22/02/2001-05:49:30.52 | 44.84 | 8.30 | 10 | 3.2 | ASTI |
| 25/02/2001-18:34:42.93 | 43.49 | 7.47 | 5 | 4.5 | SE NICE |
| 14/03/2001-07:09:53.05 | 43.50 | 7.94 | 10 | 3.8 | SE MENTON |
| 28/04/2001-08:38:41.22 | 43.53 | 8.81 | 10 | 3.0 | MER LIGURE |
| 01/06/2001-19:41:51.74 | 44.86 | 8.87 | 10 | 3.2 | N GENES |
| 03/06/2001-00:03:19.66 | 44.03 | 8.71 | 5 | 3.8 | GOLFE DE GENES |
| 01/07/2001-19:37:19.57 | 44.58 | 7.03 | 5 | 3.4 | NE BARCELONNETTE |
| 18/07/2001-22:47:11.11 | 44.85 | 8.33 | 5 | 4.1 | ASTI |
| 2002 | | | | | |
| 26/01/2002-07:35:47.53 | 44.36 | 7.27 | 5 | 3.0 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 02/02/2002-14:26:19.73 | 43.82 | 7.70 | 10 | 3.2 | ENE MENTON |
| 06/05/2002-06:42:53.31 | 44.49 | 7.27 | 5 | 3.0 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 17/06/2002-22:26:14.74 | 44.31 | 7.39 | 5 | 3.3 | NE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 17/08/2002-13:42:06.03 | 43.07 | 7.53 | 5 | 3.3 | MER LIGURE |
| 07/09/2002-06:40:33.91 | 44.12 | 9.20 | 10 | 3.1 | W LA SPEZIA |
| 2003 | | | | | |
| 10/03/2003-13:25:06.42 | 44.85 | 7.81 | 10 | 3.1 | N CUNEO |
| 02/04/2003-09:09:43.92 | 44.32 | 7.20 | 5 | 3.0 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 09/04/2003-14:09:53.14 | 44.52 | 8.22 | 5 | 3.2 | ASTI |
| 11/04/2003-09:26:58.03 | 44.87 | 8.83 | 5 | 4.9 | N GENES |
| 12/04/2003-00:13:13.04 | 44.82 | 8.72 | 10 | 3.4 | N GENES |

| | | | | | |
|------------------------|-------|------|----|-----|--------------------------|
| 10/06/2003-22:59:47.88 | 44.78 | 7.70 | 5 | 3.4 | N CUNEO |
| 15/07/2003-08:30:47.29 | 44.67 | 8.51 | 10 | 3.2 | N GENES |
| 17/08/2003-22:31:51.78 | 44.65 | 6.86 | 5 | 3.2 | SSE BRIANCON |
| 01/09/2003-19:28:11.75 | 44.26 | 7.44 | 5 | 3.4 | NE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 16/10/2003-16:12:41.42 | 44.48 | 6.78 | 5 | 3.0 | NE BARCELONNETTE |
| 16/10/2003-16:23:26.23 | 44.62 | 7.01 | 5 | 3.1 | NE BARCELONNETTE |
| 19/12/2003-00:37:36.93 | 44.48 | 6.97 | 5 | 3.2 | ENE BARCELONNETTE |
| 20/12/2003-03:29:41.58 | 44.49 | 7.21 | 5 | 3.3 | N ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 21/12/2003-01:35:57.12 | 44.49 | 7.00 | 5 | 3.1 | ENE BARCELONNETTE |
| 2004 | | | | | |
| 27/02/2004-22:41:34.42 | 44.47 | 6.74 | 5 | 3.0 | NE BARCELONNETTE |
| 24/04/2004-15:35:18.91 | 44.82 | 8.32 | 10 | 3.1 | ASTI |
| 17/06/2004-11:28:22.39 | 44.82 | 8.34 | 10 | 3.0 | ASTI |
| 03/12/2004-22:29:00.03 | 44.33 | 7.27 | 5 | 3.1 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 2005 | | | | | |
| 25/02/2005-22:30:15.07 | 44.54 | 9.19 | 10 | 3.2 | S PAVIE |
| 25/03/2005-23:19:28.96 | 44.48 | 7.27 | 5 | 3.5 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 02/04/2005-04:33:52.25 | 44.75 | 6.76 | 5 | 3.1 | SSE BRIANCON |
| 13/04/2005-18:46:09.92 | 44.61 | 9.20 | 10 | 3.7 | S PAVIE |
| 26/04/2005-08:00:45.01 | 44.23 | 8.46 | 10 | 3.0 | SAVONE |
| 02/05/2005-05:49:00.88 | 44.64 | 9.05 | 10 | 3.0 | S PAVIE |
| 02/06/2005-10:12:11.16 | 44.90 | 8.64 | 10 | 3.0 | N GENES |
| 05/06/2005-04:18:51.16 | 44.72 | 9.10 | 10 | 3.5 | S PAVIE |
| 15/07/2005-19:35:44.71 | 44.52 | 8.47 | 10 | 3.1 | ASTI |
| 09/09/2005-12:45:17.78 | 45.00 | 6.61 | 5 | 3.0 | N BRIANCON |
| 10/09/2005-13:25:29.21 | 44.60 | 6.87 | 5 | 3.2 | NE BARCELONNETTE |
| 04/10/2005-13:37:15.85 | 44.38 | 7.23 | 5 | 3.0 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 20/12/2005-23:57:34.75 | 44.10 | 6.99 | 5 | 3.5 | SE BARCELONNETTE |
| 2006 | | | | | |
| 16/02/2006-17:38:58.35 | 44.01 | 7.63 | 5 | 3.0 | S TENDE |
| 22/04/2006-05:02:50.38 | 44.81 | 9.21 | 10 | 3.5 | S PAVIE |
| 24/04/2006-11:48:06.64 | 43.80 | 8.90 | 5 | 3.5 | MER LIGURE |
| 02/09/2006-01:21:31.18 | 43.92 | 7.59 | 10 | 4.0 | NNE MENTON |
| 11/09/2006-15:04:11.82 | 44.70 | 7.80 | 5 | 3.3 | N CUNEO |
| 24/10/2006-17:31:49.19 | 43.92 | 7.59 | 5 | 3.6 | NNE MENTON |
| 2007 | | | | | |
| 27/02/2007-19:54:18.15 | 43.89 | 8.91 | 10 | 3.3 | MER LIGURE |
| 25/03/2007-03:11:21.00 | 44.50 | 9.15 | 10 | 3.2 | S PAVIE |
| 05/06/2007-10:11:35.55 | 44.40 | 7.27 | 5 | 3.3 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 20/08/2007-17:12:50.83 | 44.63 | 7.04 | 5 | 3.2 | NE BARCELONNETTE |
| 2008 | | | | | |
| 20/02/2008-04:05:06.24 | 43.89 | 7.84 | 5 | 3.0 | ENE MENTON |
| 01/03/2008-04:54:14.63 | 44.42 | 8.60 | 5 | 3.0 | GOLFE DE GENES |
| 19/05/2008-01:53:40.20 | 44.30 | 7.32 | 5 | 3.1 | NE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |
| 11/06/2008-15:17:43.62 | 43.76 | 8.23 | 5 | 3.3 | IMPERIA |
| 24/10/2008-03:06:40.42 | 44.33 | 7.24 | 5 | 4.3 | NNE ST-SAUVEUR-SUR-TINEE |

- ANNEXE IV-1 -

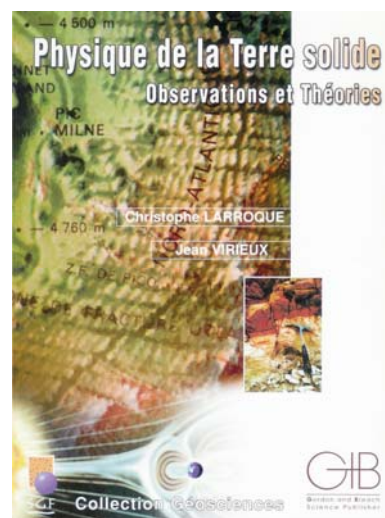
Questionnaire sur la formation au métier de professeur : synthèse des réponses de 17 professeurs de sciences de la Vie et de la Terre titulaires du CAPES et/ou de l'agrégation (2000-2005) et enseignant en collège ou en lycée.

| Formation PLC1 (année de préparation aux concours) | | |
|--|-----------|-------------|
| Question 1 : avec le recul, comment jugez vous le niveau de connaissances scientifiques acquis durant l'année de préparation au concours ? | | |
| TROP ELEVE | SUFFISANT | INSUFFISANT |
| 1 | 14 | 2 |
| Question 2 : avec le recul, comment jugez vous le niveau de raisonnement scientifique acquis durant l'année de préparation au concours ? | | |
| TROP ELEVE | SUFFISANT | INSUFFISANT |
| | 16 | 1 |
| Question 3 : Pensez vous que le travail sur le fond durant l'année de préparation au concours vous aide dans votre travail actuel ? | | |
| OUI | NON | |
| 11 | 6 | |
| Question 4 : Pensez vous que le travail sur la forme durant l'année de préparation au concours vous aide dans votre travail actuel ? | | |
| OUI | NON | |
| 15 | 2 | |
| Question 5 : Etes vous « à l'aise » avec l'ensemble des sujets scientifiques que vous devez exposer devant vos élèves ? | | |
| OUI | NON | |
| 10 | 7 | |
| Question 6 : Les types d'épreuves que vous avez passé lors des concours vous semblent-ils à même de sélectionner les candidats sur les qualités que l'on attend d'un futur professeur ? | | |
| OUI | NON | |
| 10 | 7 | |
| Question 7 : Y a-t-il des éléments indispensables à votre travail qui n'ont pas été traités durant l'année de préparation du concours ? | | |
| OUI | NON | |
| 8 | 9 | |
| Question 8 : Y a-t-il des éléments superflus à votre travail qui ont été traités durant l'année de préparation du concours ? | | |
| OUI | NON | |
| 5 | 12 | |
| Question 9 : Pensez vous que vos acquis scientifiques vous permettront de suivre l'évolution des disciplines scientifiques que vous avez à enseigner ? | | |
| OUI | NON | |
| 12 | 5 | |
| Question 10 : Avez-vous le sentiment d'avoir évolué vers la stature d'un professeur durant l'année de préparation au concours ? | | |
| OUI | NON | |
| 10 | 7 | |
| Formation PLC2 (année de stage en responsabilité et formation au métier) | | |
| Question 11 : comment jugez vous le niveau de connaissance des stratégies pédagogiques que vous avez atteint à l'issue de l'année de formation PLC2 ? | | |
| TROP ELEVE | SUFFISANT | INSUFFISANT |
| | 7 | 10 |
| Question 12 : comment jugez vous le niveau de connaissance des publics que vous avez atteint à l'issue de l'année de formation PLC2 ? | | |
| TROP ELEVE | SUFFISANT | INSUFFISANT |
| | 5 | 12 |

| | | | | |
|---|------|-----------|------|-------------|
| Question 13 : Comment jugez vous le niveau de connaissance des situations d’enseignement que vous avez atteint à l’issue de l’année de formation PLC2 ? | | | | |
| TROP ELEVE | | SUFFISANT | | INSUFFISANT |
| | | 4 | | 13 |
| Question 14 : Y a-t-il des éléments indispensables à votre travail qui n’ont pas été traité durant l’année de formation PLC2 ? | | | | |
| OUI | | NON | | |
| 12 | | 5 | | |
| Question 15 : Y a-t-il des éléments superflus à votre travail qui ont été traités durant l’année de formation PLC2 ? | | | | |
| OUI | | NON | | |
| 12 | | 5 | | |
| Question 16 : Quelle importance relative accordez vous au stage en responsabilité annuel dans la qualité de votre formation professionnelle ? (du minimum : 1/10 au maximum 10/10) | | | | |
| Note | 7/10 | 8/10 | 9/10 | 10/10 |
| Nombre de réponses | 2 | 9 | 5 | 1 |

- ANNEXE IV-2 -

Introduction générale de l'ouvrage « Physique de la Terre solide : observations et théories » (édition Gordon and Breach Science Publisher, collection Géosciences SGF, 2001).



La Terre est un objet fascinant. La découvrir d'un point de vue physique l'est tout autant. La compréhension de sa structure, de sa dynamique et de sa formation impose de répondre à de nombreuses questions sur les phénomènes physiques mis en jeu. Dans cet ouvrage, nous proposons aux lecteurs de découvrir les bases méthodologiques et les résultats majeurs obtenus dans le cadre de l'étude de la Terre solide (l'atmosphère et les océans n'étant pas traités dans cet ouvrage).

Des questions simples

À partir d'observations simples, plusieurs questions fondamentales se posent.

- Les séismes et les volcans rappellent quotidiennement que la Terre est une planète active. Quel est le moteur de cette activité? Quelles sont les règles qui la gouvernent et quelle est l'ampleur des forces mécaniques s'exerçant à l'intérieur du globe? Est-ce qu'un tremblement de terre survenant au Japon peut être ressenti en Europe ou en Amérique? Comment le mesurer? L'homme peut-il se protéger des effets néfastes des tremblements de terre?
- La Terre est une planète émettant un champ magnétique propre, dont la manifestation la plus simple est l'orientation de l'aiguille aimantée de la boussole. Le champ magnétique laisse-t-il des traces à la surface de la Terre? Comment évolue-t-il dans le temps? Par quoi est-il influencé?
- La production de chaleur dans le globe est attestée par l'augmentation de température avec la profondeur. Comment fonctionne la machine thermique terrestre? Par quel chemin la chaleur interne arrive-t-elle à la surface? Que devient l'importante quantité de chaleur reçue du soleil? La Terre solide se réchauffe-t-elle ou se refroidit-elle dans son ensemble?
- Comme tout objet ayant une masse, la Terre émet un champ de pesanteur. Comment varie-t-il? Quelles sont les interactions gravitationnelles avec les autres corps du système solaire?

Un petit historique

L'étude physique instrumentale de la Terre a probablement débuté au premier siècle de notre ère avec l'invention de la boussole par les Chinois, qui permit les premières observations du champ magnétique terrestre. Ce sont encore les Chinois qui mirent au point vers 780 le premier appareil capable de détecter les vibrations se propageant à la surface du globe lors d'un tremblement de terre. Le globe terrestre est d'une taille et d'une opacité qui rendent difficile son observation. Pourtant certaines questions physiques ont été abordées dès la Haute Antiquité. La forme de la Terre fut un des premiers problèmes soulevés : pour les Hébreux (VII^e siècle avant J.C.), la Terre était un disque, les Grecs (III^e siècle avant J.C.) démontrèrent qu'elle est sphérique et, au XVIII^e siècle, les scientifiques déterminèrent sa forme comme un ellipsoïde aplati aux pôles.

 PHYSIQUE DE LA TERRE SOLIDE

Les questions sur l'intérieur de la Terre furent plus tardives car les observations directes manquaient cruellement. En effet, mines ou forages ne sont jamais descendus à plus de quelques kilomètres de profondeur. Même le plus profond forage actuel n'atteint que 14 km, qu'il faut comparer aux 6370 km de rayon de la Terre. Historiquement, les seules observations disponibles sur l'intérieur du globe étaient les volcans actifs, les sources d'eau chaude en résurgences et les tremblements de terre. Ces phénomènes violents donnaient une image de la planète Terre tout à fait particulière : comme il était couramment admis au XIX^e siècle, l'intérieur du globe devait être en fusion, recouvert d'une mince pellicule solide percée de cavités remplies de lave, d'air ou d'eau, tel qu'il est décrit dans le *"Voyage au centre de la Terre"* par Jules Verne. C'est seulement au XX^e siècle que va réellement se développer le débat sur la structure interne de la Terre.

En effet, seules les approches indirectes consistant à mesurer et analyser des grandeurs sensibles à la composition et à la structure interne du globe peuvent apporter des informations sur l'intérieur de la Terre. Il a fallu maîtriser à la fois la compréhension de phénomènes physiques comme la gravité (Newton, 1687), le magnétisme (Maxwell, 1865) et la propagation des ondes sismiques (Rayleigh, 1887) mais aussi être capable d'effectuer des observations précises de diverses grandeurs à la surface de la Terre pour que se développe une nouvelle science : la géophysique interne. Au XX^e siècle, l'acquisition d'une quantité impressionnante de mesures et l'extraction d'informations de cet amas de chiffres furent rendus possible grâce à l'essor de l'électronique et de l'informatique.

Notre état de connaissance de l'intérieur de la Terre était encore rudimentaire au début du XX^e siècle. Ce retard était significatif par rapport à la connaissance avancée de l'infiniment petit (découverte de la radioactivité par Becquerel en 1896, identification de l'électron par Thomson en 1897 ou encore formulation de la théorie des quanta par Planck en 1900) et de l'infiniment grand (théorie de la gravitation par Newton en 1687, fondements de la mécanique céleste par Laplace en 1799, établissement de la relativité restreinte par Einstein en 1905...). Le remarquable travail d'Oldham au début de ce siècle pour quantifier la taille du noyau de la Terre ne reçut pas la reconnaissance de la communauté scientifique auquel il aurait eu droit. L'identification de la graine par Lehmann en 1936 est une autre découverte fondamentale de ce siècle. Il est aussi curieux de noter que la théorie WKB (pour Wentzel, Kramers et Brillouin) en physique sur la propagation des ondes est reconnue en géophysique comme la théorie WKBJ en hommage au travail du géophysicien Jeffreys sur la propagation des ondes sismiques.

L'ensemble des réponses apportées par les différentes disciplines de la géophysique interne permet d'améliorer la connaissance de notre planète. Celle-ci est suffisamment complexe et difficile à observer pour qu'il faille exploiter les moindres éléments portés à notre attention. Ce n'est que très récemment, vers 1968, que l'on a proposé un cadre dynamique unificateur rendant compte de l'essentiel des observations effectuées sur la Terre solide : la tectonique des plaques. La genèse de cette théorie dura plus de trente ans et constitue un riche exemple de l'évolution de la pensée scientifique. Les interrogations de Wegener, dès 1915, le conduisirent à une réflexion sur la mobilité des continents dont les détracteurs les plus féroces furent les géophysiciens qui, à l'époque, démontrèrent qu'il était impossible de déplacer de telles masses continentales par des moyens physiques raisonnables. Le moteur, associé à la rotation de la Terre, proposé par Wegener était peu crédible. D'ailleurs cette hypothèse disparut des dernières versions de son manuscrit en 1928. Trente ans plus tard, les observations irréfutables faites par la communauté géophysique, comme l'inversion de l'aimantation des roches océaniques, aboutirent à l'émergence de la notion de plaques de lithosphère en mouvement les unes par rapport aux autres. Ainsi, une même communauté a freiné l'élaboration d'une théorie, puis a fortement participé à sa promotion quand des preuves indéniables furent trouvées.

Que font les géophysiciens ?

Les géophysiciens travaillent dans le domaine de la recherche fondamentale et appliquée (Universités, Instituts et centres de recherche) pour l'élaboration des concepts, la surveillance et l'amélioration des techniques d'investigation de la planète. Un grand nombre travaille également à la recherche de ressources naturelles pour les industries (pétrole, minerais...) ainsi que dans le cadre de l'aménagement du territoire

INTRODUCTION GÉNÉRALE

et des études géotechniques du sous-sol. Les géophysiciens sont aussi impliqués dans l'étude des risques naturels et le stockage des déchets polluants dont le défi est, en partie, lancé à la communauté des sciences de la Terre. Plus récemment, en collaboration avec les astronomes, ils participent à la découverte des autres planètes du système solaire. L'étude des champs magnétiques produits par certaines planètes et leurs satellites permet de mieux comprendre la formation et l'évolution du système solaire. L'analyse des vibrations du Soleil (héliosismologie), par exemple, est utilisée pour déterminer la structure de notre étoile.

Cet ouvrage

Cette approche sous un angle physique de l'objet Terre fait principalement intervenir les méthodes de la géophysique interne. Mais elle ne peut se concevoir sans un cadre général où d'autres disciplines, comme la géologie et la géochimie, contribuent à poser différemment les mêmes questions ou de nouvelles questions qui peuvent avoir des conséquences physiques importantes. Pour guider le lecteur à travers la diversité de l'étude physique de notre planète, nous avons structuré cet ouvrage en cinq grandes parties qui se calquent sur les différentes disciplines de la géophysique interne :

I- LA GRAVIMÉTRIE : La gravimétrie est une discipline dont l'objet est la mesure et l'interprétation de la pesanteur à la surface du globe. À partir de la mesure de l'intensité de la pesanteur, on propose une estimation de la masse du globe terrestre et de sa forme. L'analyse des variations de la pesanteur en surface permet d'appréhender la répartition des masses à l'intérieur de la Terre à toutes les échelles. À partir de ces données, on présente un premier modèle qualitatif de structure interne de la Terre ainsi que des interprétations dynamiques pour les fortes variations de la pesanteur observées dans certaines régions du globe.

II- LA SISMOLOGIE : La sismologie étudie les tremblements de terre et la propagation des vibrations (ondes sismiques) qu'ils génèrent. Elle est fondée sur l'analyse des caractéristiques des ondes sismiques. Nous proposons tout d'abord une étude de la sismicité à partir d'observations géologiques et sismologiques, complétées par l'analyse de la source sismique. Ensuite nous montrons de quelles façons les vibrations sismiques sont utilisées pour "voir" l'intérieur de la Terre et produire des images du globe à différentes échelles. On doit ainsi à la sismologie le premier modèle de Terre quantitatif. Dans une dernière partie, nous présentons les solutions actuelles apportées par les scientifiques pour protéger la population contre le risque sismique.

III- LE GÉOMAGNÉTISME : Le magnétisme terrestre est la grandeur géophysique dont la mesure est la plus ancienne (trois siècles de mesures en continu). Bien que les sources du champ magnétique total aient diverses origines, nous analysons essentiellement le champ d'origine interne, relativement stable, qui est le plus important car les perturbations produites par les interactions externes varient fortement dans le temps mais sont de faible amplitude. Nous présentons l'évolution du champ magnétique durant les périodes géologiques, pendant lesquelles se sont manifestées de nombreuses inversions. La compréhension de l'origine du champ magnétique, au sein du noyau, et des mécanismes de son évolution avance lentement et demeure un élément essentiel pour comprendre ce qui se passe dans la zone centrale de la Terre.

IV- LA GÉOTHERMIE : L'évolution de la température à l'intérieur du globe contrôle l'histoire de notre planète depuis sa formation. La Terre est un corps qui dégage de la chaleur dont l'origine est diverse. La source principale provient de la désintégration radioactive de certains éléments chimiques. La chaleur est évacuée vers l'extérieur du globe suivant deux modes de transport : la conduction et la convection. La connaissance du géotherme est contrôlée par divers paramètres dont nous discutons l'estimation. En surface, le flux de chaleur varie significativement en fonction de la nature des domaines océaniques ou continentaux et à l'intérieur de chacun de ces domaines. Enfin, nous présentons un exemple d'utilisation de l'énergie géothermique.

V- LA GÉODYNAMIQUE INTERNE OU LA TECTONIQUE : Le but de la tectonique est d'analyser les structures et l'évolution des déformations affectant le globe terrestre à toutes les échelles. Nous décrivons les mouvements horizontaux de grande ampleur qui affectent la surface du globe. L'analyse de ces mouvements a permis de définir les lois de la cinématique des plaques. À partir de la définition

mécanique des enveloppes terrestres (lithosphère, asthénosphère et mésosphère), nous proposons une analyse simple des mouvements verticaux et de la genèse des grands reliefs. La discussion des modèles de convection asthénosphère-mésosphère nous permet de présenter les hypothèses actuelles de déformation des enveloppes profondes du globe. Le moteur du mouvement des plaques est discuté de façon qualitative en faisant l'inventaire des forces motrices et des forces de résistance s'exerçant sur la lithosphère et de leur probable intensité. Dans une dernière partie, nous présentons les outils permettant de reconstituer les mouvements des plaques à l'échelle de plusieurs dizaines de millions d'années.

Lors de l'étude physique de la Terre solide, il est nécessaire de faire des analyses séparées de chaque phénomène physique mais il est certain que, seule, l'étude des couplages entre les manifestations thermiques, mécaniques et magnétiques apporte des réponses globales, qui doivent s'inscrire dans le cadre unificateur de la théorie des plaques. Par exemple, la grande quantité de chaleur produite à l'intérieur de la Terre remonte à sa surface. Ce flux de chaleur entraîne la convection dans le noyau terrestre. Le mouvement des particules chargées dans le noyau induit le champ magnétique que nous mesurons. La remontée de chaleur provoque, toujours dans sa tentative d'atteindre la surface, une convection plus superficielle dans le manteau terrestre qui brasse d'une manière plus ou moins efficace les matériaux sur l'épaisseur considérable de 3000 km. Le refroidissement superficiel a entraîné la formation d'une coquille froide, la lithosphère. Son étude concentre la majorité des efforts de la communauté des géosciences.

Des termes importants : observation et mesure, modèle et paramètre, anomalie et écart

Les termes *observation*, *mesure*, *modèle*, *paramètre*, *écart* et *anomalie* recouvrent des significations complexes. Il convient de définir précisément ces notions importantes.

Une mesure est l'évaluation quantitative d'une observation référencée dans l'espace et dans le temps : ceci est particulièrement important pour les mesures géophysiques. En effet, l'acquisition de mesures en géophysique nécessite de définir le plus précisément possible la position dans l'espace et dans le temps du lieu de la mesure : où et quand les mesures ont-elles été effectuées ? Comme pour toute science physique, la détermination de la marge d'incertitude sur la valeur de la mesure est le fondement d'un travail de qualité. Les valeurs mesurées sont toujours entachées d'erreur dont les origines sont diverses : sensibilité des capteurs, traitement des données, position et vitesse des appareils (bateau, satellite, par exemple). Par conséquent, il est nécessaire de procéder à un calcul d'erreur afin de déterminer le degré de confiance que l'on peut accorder aux mesures.

Un modèle est une schématisation de la réalité définie par un certain nombre de paramètres. Les modèles sont nécessaires pour rendre compte des mesures effectuées et il doivent être construits en accord avec les lois de la physique. Un modèle permet de calculer des valeurs théoriques attendues pour les observations (distribution de la masse volumique dans le sous-sol, distribution de la vitesse des ondes sismiques à l'intérieur de la Terre, distribution des courants de convection dans le manteau...). Pour déterminer les valeurs des paramètres définissant un modèle, on ajuste au mieux les valeurs théoriques aux valeurs mesurées des observations disponibles. Les dispositifs naturels étant infiniment riches, complexes et interconnectés, leur modélisation demande le plus souvent que l'on isole une partie aussi autonome que possible, et que l'on ne retienne que les grandeurs et les processus essentiels.

Pourquoi construire des modèles ? Les Sciences de la Terre en général, et la géophysique en particulier, n'ont pas pour but la simple description ordonnée d'objets et de phénomènes observables. Elles cherchent souvent à reconstruire le passé (mouvement des plaques de lithosphère, évolution de la température interne du globe...), à prédire le futur (tremblements de terre, éruptions volcaniques...) et, dans tous les cas, à expliquer ces phénomènes observés en les ramenant à des lois simples et communes à l'ensemble des sciences tout en devant conserver la complexité de l'observation. L'expérimentation à des échelles de temps et d'espace naturelles est impossible en Sciences de la Terre. Ainsi, pour tester une théorie, la procédure usuelle conduit à élaborer un ou plusieurs modèles qui sont nécessairement confrontés aux données observées. Il n'est que rarement possible de procéder par simplification pour n'extraire qu'un des

INTRODUCTION GÉNÉRALE

traits caractéristiques de ce modèle et n'en reproduire que ses effets spécifiques.

Grâce à l'acquisition de nouvelles données et/ou à l'élaboration de nouvelles théories, les divers modèles de la Terre et des phénomènes qui s'y produisent évoluent et s'affinent. Souvent, des modèles différents rendent compte de la même réalité. Les discussions scientifiques s'engagent alors pour déterminer si, parmi ces différents modèles, certains sont réfutables en fonction des observations actuelles et, si ce n'est pas le cas, pour proposer la recherche de nouvelles données discriminatoires. Suivant la précision des valeurs des observations qu'ils permettent, les modèles sont définis comme étant qualitatifs (rendant compte de la présence ou de l'absence de certains phénomènes en diverses circonstances), semi-quantitatifs (estimant des ordres de grandeur) ou quantitatifs (calculant des valeurs). Un modèle trouve sa validation dans la prédiction d'observations n'ayant pas été nécessaires à son élaboration.

Un modèle construit à partir d'un certain nombre de paramètres permet de calculer la valeur théorique d'une observation à un endroit et à un moment donnés. Il existe toujours une différence entre la valeur mesurée et la valeur théorique calculée pour un modèle donné. L'écart entre ces deux valeurs est lié à la notion de modèle : sans modèle, il n'y a pas d'écarts entre une valeur prédite et une valeur mesurée. Pour différents modèles, il y a, par conséquent, différents écarts et il faut comparer les modèles suivant ces écarts : le *meilleur* modèle est celui qui donne les *plus petits* écarts. Lorsque le modèle est érigé en modèle de référence, l'écart prend le nom d'anomalie. Ainsi, le géoïde n'est pas mesuré à partir du centre de la Terre mais à partir d'une surface de référence appelée sphéroïde qui est un modèle pour le géoïde réel. Le modèle de référence du champ de pesanteur donne, par exemple, une valeur de 980715,3 *mgal* à la gare de Chamonix. La valeur mesurée avec un gravimètre est de 980332,9 *mgal*, ce qui correspond, après correction de la mesure, à une anomalie de -148,2 *mgal*.

Notre ambition est de présenter à un niveau élémentaire, sans faire de sacrifices sur les concepts, les diverses notions indispensables à la compréhension des phénomènes physiques mis en jeu dans l'évolution de la Terre. Les publics concernés sont d'abord les étudiants des premiers cycles universitaires et des classes préparatoires aux grandes écoles en sciences de la nature et en sciences physiques. Les étudiants en deuxième cycle de sciences de la nature, les enseignants qui doivent traiter des sujets sur les géosciences, ainsi que les candidats aux concours de recrutement de l'enseignement secondaire, sont également un public de choix. Enfin, nous espérons que toute personne curieuse des phénomènes physiques gouvernant notre planète trouvera dans ce livre des illustrations suffisamment parlantes, sans qu'une formulation mathématique poussée, indispensable par la suite, ne rende trop ardue cette première approche de l'objet Terre.

De nombreuses personnes nous ont encouragés et ont contribué par leur conseils à améliorer le contenu de ce livre. N. Béthoux, E. Calais, A. Chemenda, F. Courboux, J. Deverchère, L. Jolivet, Y. Lagabriele, S. Lallemand, J. Malavieille, J. Perrot, H. Perroux, C. Petit, J.F. Stephan, C. Tisseau et E. Tric ont relu et critiqué certaines parties du manuscrit. G. Balmino, R. Bayer, F. Brun, A. Cazenave, M. Cushing, A. Davaille, A. Deschamps, A. Diewonski, J.C. Gariel, D. Gibert, M. Granet, C. Lecuyer, D. Massonnet, G. Patau, J. C. Rigenbach, M. Sosson, W. Spakman, J.-P. Valet et P. Volant, ainsi que les revues La Recherche et Pour la Science, le Bureau de Recherche Géologiques et Minières, l'Institut Français pour l'Exploration de la Mer (IFREMER) et le Centre National d'Études Spatiales (CNES) nous ont fourni des figures originales. Enfin, nous remercions le Département Analyse, Surveillance et Environnement (DASE) du Centre d'Énergie Atomique (CEA) pour son soutien durant l'élaboration de ce livre et son aide lors de sa publication. De nombreux dessins ont été réalisés par Véronique Pisot. Nous espérons qu'ils trouveront dans l'aboutissement de ce projet l'expression de nos remerciements.